



Università degli Studi di Pisa - Dipartimento di Scienze della Terra

**Scuola di Dottorato di Ricerca in Scienze di Base Galileo Galilei
Programma di Scienze della Terra
XXIV Ciclo 2009 – 2011**

Dissertazione Finale

Marco Capitani

***Suscettività di frana
“Studio della capacità predittiva del metodo di analisi
condizionale applicato agli orli delle scarpate principali
delle frane (OSP)”***

Tutore: *prof. Paolo Roberto Federici* Referees: *prof. Aldo Clerici*

Co-tutore: *dott. Adriano Ribolini* *prof. Marco. Firpo*

Direttore della Scuola
prof. Fabrizio Broglia

Presidente del Programma
prof. Roberto Santacroce

INDICE

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE ED OBBIETTIVI.....	1
---------------------------------	---

CAPITOLO 2

ASPETTI METODOLOGICI E MATERIALE USATO.....	10
---	----

CAPITOLO 3

IL BACINO DEL TORRENTE MILIA.....	18
3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE.....	20
3.2 LITOTIPI AFFIORANTI.....	26
3.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO.....	34
3.3.1 MORFOLOGIA STRUTTURALE.....	34
3.3.2 IDROGRAFIA E MORFOLOGIA FLUVIALE.....	36
3.3.3 MORFOLOGIA CARSICA.....	43
3.3.4 MORFOLOGIA GRAVITATIVA.....	44
A) Le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV).....	45
B) Le frane.....	50

CAPITOLO 4

IL BACINO DEL T. ROGLIO.....	61
4.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE.....	62
4.2 LITOTIPI AFFIORANTI.....	67
4.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO.....	75
4.3.1 IDROGRAFIA E FORMA FLUVIALI.....	76
4.3.2 BALZE E CALANCHI.....	80
4.3.3 FENOMENI FRANOSI.....	84

CAPITOLO 5

5.1 ANALISI CONDIZIONALE.....	94
5.2 AQUISIZIONE DEI DATI.....	98
5.2.1 INVENTARIO DEI FENOMENI FRANOSI.....	98
5.2.2 FATTORI PREDISponentI.....	101
LITOLOGIA.....	103
ACCLIVITÀ DEI VERSANTI (SLOPE ANGLE).....	108
ESPOSIZIONE DEI VERSANTI (SLOPE ASPECT).....	109
DISTANZA DAGLI ELEMENTI IDROGRAFICI, TETTONICI E MORFOLOGICI.....	110
5.3 ANALISI BIVARIATA DESCRITTIVA.....	112

5.4 ANALISI DEL GRADO DI ASSOCIAZIONE (χ^2 DI PEARSON E V DI CRAMER).....	119
---	-----

CAPITOLO 6

6.1 INTRODUZIONE.....	124
6.2 PROCEDURA DI COSTRUZIONE E VALIDAZIONE DEI MODELLI.....	125
6.3 RISULTATI.....	129
6.4 ANALISI DELLA SIGNIFICATIVITÀ STATISTICA DEI MODELLI MIGLIORI.....	139

CAPITOLO 7

DISCUSSIONE DEI RISULTATI E CONCLUSIONI.....	142
--	-----

<i>BIBLIOGRAFIA</i>	150
----------------------------------	-----

CAPITOLO 1

Introduzione ed obbiettivi

I fenomeni franosi costituiscono una delle principali fonti di danno, sia in termini economici che in vite umane, e rappresentano a livello mondiale il secondo pericolo naturale dopo i terremoti (Yalcin et al., 2011). Dall'inizio del 21° secolo le frane hanno, infatti, coinvolto in tutto il mondo circa 1,5 milioni di persone ed hanno causato una perdita economica complessiva superiore a 875 milioni di dollari (EM-DAT, 2010). La perdita economica e di vite umane continua ad aumentare costantemente a causa della continua crescita della popolazione mondiale e della conseguente espansione urbana in aree instabili (Pasuto & Soldati, 1996; Schuster, 1996; Guzzetti et al., 1999; NRC, 2004). Anche in Italia le frane rappresentano un evento naturale estremamente diffuso (dati AVI, progetto CNR-GNDCI) ed una delle principali cause di rischio per il tessuto socio-economico del paese. Solo nel secolo scorso, infatti, le frane hanno causato 5.939 vittime e 1.860 feriti con una media di circa 60 morti/anno ponendo il nostro paese al quarto posto nel mondo, dietro ai paesi andini, Cina e Giappone (Guzzetti, 2000). Nel 2010 si sono verificati 88 principali eventi di frana che hanno cagionato 17 vittime, 44 feriti e l'evacuazione di ben 4431 persone. Ventotene, Merano, Maierato, S. Fratello sono solo alcuni degli eventi che hanno segnato gravemente l'Italia, mentre Liguria, Campania, Toscana, Sicilia, Calabria e Lombardia risultano le regioni più colpite (dati ISPRA, 2011). Per l'Italia la stima dei danni alla finanza pubblica ammonta a circa 1-2 miliardi di euro all'anno (Dipartimento della Protezione Civile, 1992; Luino, 2005), ponendoci secondi solo al Giappone; stima che sale a circa 3-4 miliardi di euro all'anno se si considerano anche i costi indiretti come ad esempio la perdita di produttività e la riduzione del valore del patrimonio immobiliare (Cannuti & Fanti, 2005).

Per fronteggiare una simile situazione, la comunità scientifica si è interessata sempre di più allo sviluppo di metodi, per lo studio delle suscettività al dissesto per frana, capaci di costituire una base valida per la corretta gestione del territorio ed una adeguata prevenzione del rischio. In particolare, la necessità di valutare in modo adeguato ed oggettivo la propensione al dissesto di aree non ancora interessate da frane ha portato negli ultimi anni la ricerca scientifica ad elaborare sistemi di indagine sempre più complessi.

Nella concezione comune la suscettività di frana (*Landslide Susceptibility*) è intesa come la probabilità spaziale di accadimento di un fenomeno franoso (Carrara, 1983; Brabb, 1984; Hansen, 1984; van

Westen, 1994; van Westen et al., 1997) e differisce dal concetto di pericolosità da frana (*Landslide Hazard*) in quanto non prende in considerazione né il fattore tempo né tantomeno la magnitudo nella predizione degli eventi franosi (Carrara et al., 1995; Panizza, 2001; Cardinali, 2002; Guzzetti et al., 2005; Rossi et al., 2010). La realizzazione di mappe della suscettività di frana rappresenta comunque per un qualsiasi territorio il primo indispensabile passo verso la costruzione delle carte del rischio (Guzzetti et al., 1999; Glade et al., 2005; Sterlacchini et al., 2011).

Una corretta valutazione della suscettività è condizione assolutamente necessaria per una corretta determinazione del rischio.

I metodi generalmente usati per la definizione della suscettività possono essere sinteticamente suddivisi in tre principali tipologie (Carrara et al., 1992; Guzzetti et al., 1999):

- Metodi diretti, che sono qualitativi o semi-quantitativi come i metodi geomorfologici (Humbert, 1977; Godefroy & Humbert, 1983; Kienholz et al., 1983, 1984; Bosi et al., 1985; Zimmerman et al., 1986; Seeley & West, 1990; Hansen et al., 1995) e quelli euristici (Nilsen & Brabb, 1977; Amadesi et al., 1977; Amadesi & Vianello, 1978; Hollingsworth & Kovacs, 1981; Neeley & Rice, 1990; Montgomery et al., 1991; Mejía-Navarro et al., 1994) dove la qualità dei risultati è strettamente dipendente dalle conoscenze e dall'esperienza degli operatori (Guzzetti et al., 1999).
- Metodi deterministici (Montgomery & Dietrich, 1994; Dietrich et al., 1995; Iverson, 2000; Baum et al., 2002), che sono metodi quantitativi e basano la definizione della suscettività su leggi geotecniche richiedenti una notevole quantità di dati, tale da non renderli applicabili su grandi aree. Di fatto, i dati generalmente utilizzati in questo tipo di approccio indiretto sono puntuali e la loro definizione anche per aree limitatamente estese può richiedere costose prove di laboratorio.
- Metodi statistici, che analizzano le relazioni storiche tra la distribuzione spaziale dei fattori ambientali, ritenuti predisponenti il verificarsi dell'evento franoso, e quella relativa ai fenomeni franosi occorsi (Carrara, 1983; Hansen, 1984; Varnes & IAEG Commission on Landslides and Other Mass-Movements, 1984).

Per la definizione della suscettività a livello di bacino, i metodi di analisi statistica sono quelli generalmente più usati (Carrara et al., 1995; Atkinson & Massari, 1998; Vanacker et al., 2003; Ayalew & Yamagishi, 2005), sia perché i metodi deterministici sono economicamente non adatti allo studio di vaste aree sia perché, soprattutto negli ultimi venti anni, si è assistito allo sviluppo di *software* GIS

sempre più sofisticati e di *computers* sempre più efficienti, tale da consentire un rapido incremento delle applicazioni statistiche (Rossi et al., 2010).

Al fine di definire la suscettività di frana sono stati applicati numerosi metodi di indagine statistica (Soeters & van Westen, 1996; Aleotti & Chowdhury, 1999; Guzzetti et al., 1999; Dai et al., 2002; Vandine et al., 2004; Chung & Fabbri, 2005; Guzzetti, 2006b; van Westen et al., 2006; Chacon et al., 2006). Il concetto fondamentale che caratterizza tutti i metodi utilizzati è rappresentato dal fatto che “la distribuzione spaziale delle frane occorse nel passato è la chiave per comprendere la distribuzione spaziale delle frane future” (Carrara et al., 1995; Hutchinson, 1995; Zêzere, 2002; Crozier & Glade, 2005). Le frane avverranno quindi con maggior probabilità in settori del territorio dove sussistono condizioni simili a quelle che caratterizzano le aree dove le frane si sono verificate nel passato con maggior frequenza. In altre parole, la probabilità di occorrenza spaziale di un evento franoso in aree libere da frane viene definita dallo studio delle similitudini, nelle condizioni geo-ambientali, con le aree dove le frane si sono già verificate. Pertanto, per ogni differente metodo di analisi statistica la procedura di lavoro, che è alla base di una corretta zonazione della suscettività, consiste in (Carrara et al., 1995; Van Den Eeckhaut et al., 2006; Vijith & Madhu, 2008; Rossi et al., 2010):

- La conoscenza della distribuzione delle frane del passato e la loro corretta e completa mappatura.
- La definizione e la mappatura di una serie di fattori ambientali che sono ritenuti responsabili della distribuzione non casuale delle frane rilevate (fattori predisponenti).
- La definizione del rapporto statistico tra distribuzione dei fattori predisponenti e quella delle frane rilevate.
- L’assegnazione del grado di suscettività in base alle relazioni statistiche osservate e la validazione del modello.

L’analisi delle relazioni tra fattori predisponenti e frane necessita della definizione di un’unità territoriale (unità di osservazione statistica) sulla quale elaborare i dati osservati e determinare la zonazione spaziale della suscettività per il territorio indagato. L’unità territoriale rappresenta la porzione della superficie terrestre che dovrebbe massimizzare l’omogeneità interna nei confronti di quei fattori ambientali considerati predisponenti il fenomeno franoso, nonché massimizzare le differenze fra unità adiacenti (Hansen, 1984). Vari metodi sono stati proposti per la ripartizione spaziale del territorio al fine di analizzare la suscettività di frana (Meijerink, 1988; Chung & Fabbri, 1993; Bonham-Carter, 1994; Carrara et al., 1995; Chung & Fabbri, 1995; Guzzetti et al., 1999). Oggigiorno, quelli più utilizzati sono il metodo delle Unità di Cella (*Grid Cells Method*) (Chung &

Fabbri, 1993), il metodo delle Unità di Versante (*Slope Units Method*) (Guzzetti et al., 1999) ed il metodo delle Unità di Condizioni Uniche (*Unique Condition Units Method*) (Hansen, 1984; Bonham-Carter, 1994). L'indispensabile suddivisione del territorio in aree con condizioni predisponenti omogenee porta, comunque, ad alcuni problemi per quanto concerne il frazionamento che i processi gravitativi subiscono a seguito dei procedimenti applicati per l'esecuzione delle analisi statistiche. In dettaglio, una singola frana viene scomposta, in seguito ai processi di *overlay* spaziale, in funzione delle unità territoriali che sono state scelte per le analisi e che caratterizzano il territorio ove la frana in questione si è generata. Quindi, può accadere che una singola frana ricada in più di una unità territoriale. Ogni suddivisione spaziale del fenomeno franoso viene quindi successivamente relazionato con i fattori ritenuti predisponenti in modo indipendente dagli altri, come se ogni frammento fosse pensato come una singola frana. In altre parole, il processo di frammentazione porta a valutare come predisponenti le condizioni presenti in ogni singola unità territoriale, considerandole indipendenti da quelle che contraddistinguono le unità relative allo stesso evento franoso. In realtà, i fattori predisponenti dovrebbero essere spazialmente relazionati con il processo gravitativo inteso nella sua interezza. Quindi, sarebbe opportuno che un singolo evento franoso fosse relazionato con una serie unica di fattori predisponenti. L'unità di osservazione statistica dovrebbe, in conclusione, essere rappresentata dalle frane stesse invece che dalle unità di suddivisione del territorio, cosa che però appare al momento di difficile applicazione per l'analisi spaziale della suscettività.

Tra le metodologie di creazione delle unità territoriali, quella connessa con la creazione di Unità di Versante (*Slope Units*) appare più appropriata per ovviare il problema dell'analisi frammentata. Con questa metodologia il territorio viene suddiviso in regioni idrologicamente ben definite e separate da linee di spartiacque e di drenaggio (Carrara, 1988; Carrara et al., 1991; Guzzetti et al., 1999, 2005, 2006a,b, 2009), dove i fenomeni franosi raramente ne coinvolgono i confini, riducendo così il problema della frammentazione dell'informazione. Questo tipo di suddivisione del territorio però presenta delle limitazioni in termini di risoluzione spaziale della suscettività, giacché molto spesso le unità in questione sono di dimensioni rilevanti ed all'interno di queste il grado di suscettività non viene spazialmente discriminato. Anche in termini di definizione delle condizioni al contorno considerate come predisponenti, vale a dire le condizioni presenti nell'intorno della frana prima del suo verificarsi, le Unità di Versante presentano alcuni problemi (Van Den Eeckhaut et al., 2009). Infatti, in ogni unità vengono determinate le medie e le deviazioni standard dei fattori come quelli morfometrici ed idrologici, senza considerare le modificazioni che tali fattori generalmente subiscono a seguito agli eventi franosi (van Westen et al., 2006). Se in una Unità di Versante sono occorsi numerosi fenomeni

gravitativi è possibile che le condizioni rilevate rispetto ai fattori ambientali presi in esame siano significativamente differenti da quelle che in realtà erano presenti prima dello sviluppo delle frane. Inoltre, risulta problematica la definizione, come variabile omogenea entro una Unità di Versante, del fattore litologia (variabile qualitativa nominale), che è certamente uno dei principali fattori predisponenti (Magliuolo et al., 2008; Van Den Eeckhaut et al., 2010). Chi utilizza questo sistema per definire le unità territoriali tende a considerare le percentuali di affioramento delle diverse litologie presenti nelle Unità di Versante (Guzzetti et al., 2006 a, b; Galli et al., 2008) indipendentemente dall'ordine con cui queste sono esposte lungo i versanti.

L'utilizzo delle Unità di Condizioni Uniche (UCU) viceversa consente di minimizzare il problema dell'analisi frammentata rispetto alle Unità di Cella e generalmente consente di migliorare la risoluzione spaziale della suscettività di frana rispetto alle Unità di Versante. Inoltre, sempre rispetto a quest'ultime, l'uso delle UCU permette sia di considerare le condizioni pre-frana sia di valutare il fattore litologia e qualsiasi altra variabile qualitativa nominale in modo più oggettivo. Nel presente lavoro le UCU vengono considerate un giusto compromesso tra risoluzione spaziale della suscettività ed errori apportati dal processo di frammentazione.

Negli ultimi decenni molti ricercatori hanno elaborato carte della suscettività da frana utilizzando differenti metodi di analisi statistica applicati alle Unità di Condizioni Uniche (Carrara et al., 1995; Chung et al., 1995; Noti, 1998; Guzzetti et al., 1999; Irigaray et al., 1999; Clerici et al., 2002; Can et al., 2005; Tolga et al., 2005; Federici et al., 2005, 2007; Conoscenti et al., 2008; Falaschi et al., 2008; Falaschi et al., 2009). Comunque, nessuno ha sottolineato il fatto che la scelta di rappresentare la variabile dipendente (che è definita con l'inventario dei fenomeni franosi) possa in realtà condurre alla realizzazione di modelli con una capacità predittiva non veramente definibile con certezza. Giacché la suscettività viene determinata in base alle condizioni predisponenti che hanno favorito l'ingenerare del fenomeno franoso, la variabile dipendente dovrebbe essere rappresentata all'interno dell'inventario delle frane come l'area dove queste si sono generate, che è la superficie di rottura (o *detachment zone*) (Chung & Fabbri, 1999, 2008; Fernandez et al., 2003; Ayalew & Yamagishi, 2005; Nefeslioglu et al., 2008; Conoscenti et al., 2008).

Se la variabile dipendente fosse invece rappresentata dall'intero corpo di frana i fattori ambientali presenti nelle zone di scorrimento e di accumulo sarebbero relazionati con l'insorgere dell'evento franoso e quindi erroneamente considerati predisponenti (Clerici et al., 2006, 2010; Magliuolo et al., 2008). Tuttavia, le superfici di rottura sono generalmente solo parzialmente visibili e la loro definizione all'interno di un inventario dei fenomeni franosi risulta pertanto altamente soggettiva (fig. 1).

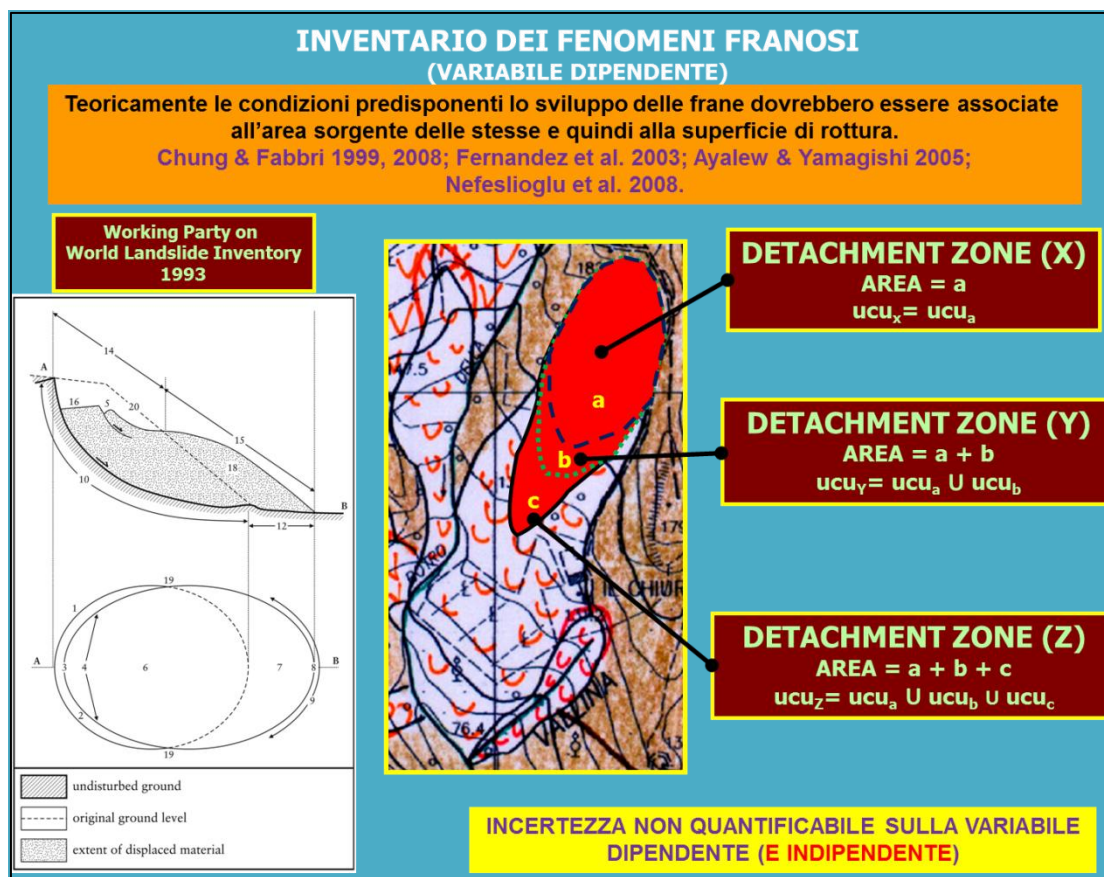


Figura 1- Problematiche nella scelta dell'area sorgente dei fenomeni franosi ed impossibilità nella definizione degli errori commessi nell'interpretazione. Tre possibili rappresentazioni della *detachment zone* per un unico fenomeno franoso e relative conseguenze nella definizione delle UCU coinvolte.

Questo introduce errori non quantificabili nella rappresentazione della variabile dipendente che a loro volta portano ad errori non quantificabili nella determinazione della variabile indipendente, ovvero sia del tipo di unità di condizioni uniche coinvolte nella genesi delle frane, che della relativa densità di frana osservata. Pertanto, la rappresentazione della variabile dipendente mediante la definizione della superficie di rottura rende incerti i risultati della validazione della capacità predittiva dei vari modelli statistici creati. Infatti, la variabile dipendente viene utilizzata sia durante la fase di costruzione dei modelli che in quella relativa alla loro validazione (Chung & Fabbri, 1999, 2003, 2008; Chung, 2006; Guzzetti et al., 2006; Carrara et al., 2008; Guzzetti et al., 2009; Dewitte et al., 2010; Frattini et al., 2010; Regmi et al., 2010; Rossi et al., 2010; Ghosh et al., 2011; Melchiorre et al., 2011). Fondamentalmente, se nel sistema viene considerata una non ben definita area di rottura per correlare le UCU agli eventi di instabilità, il modello con la miglior capacità predittiva, scelto mediante il processo di validazione (fig. 2), potrebbe in realtà avere una bassa capacità predittiva delle frane future.

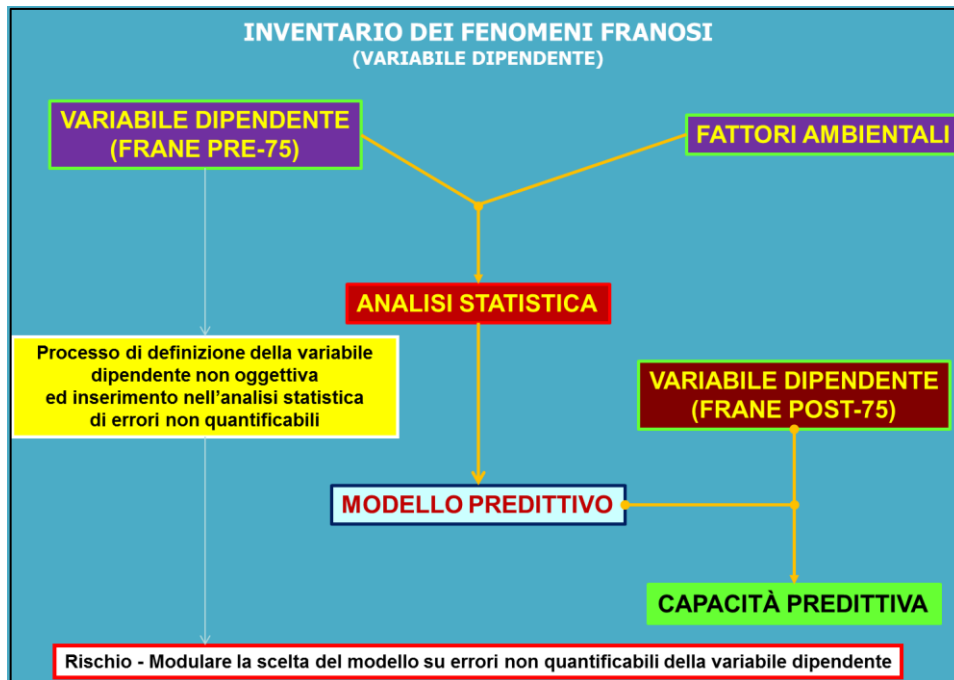


Figura 2 – Utilizzo della variabile dipendente nei processi di analisi della suscettività.

Tra i vari sistemi di rappresentazione del fenomeno franoso all'interno dell'inventario delle frane che limitano il livello di soggettività e perciò errori non quantificabili, il metodo degli Orli delle Scarpete Principali (OSP) proposto da Clerici (2002) appare il più affidabile al fine dell'analisi della suscettività. Di fatto, l'unica alternativa per il calcolo della suscettività di un'area, tramite l'utilizzo delle UCU, sarebbe costituita dalla rappresentazione del fenomeno franoso (inventario delle frane) mediante la parte della superficie di rottura rimasta esposta in seguito al movimento del corpo di frana (Chung & Fabbri, 1999, 2003, 2008; Chung, 2006). Questa rappresentazione risulta tuttavia inadatta alla definizione delle condizioni al contorno presenti precedentemente la genesi del fenomeno franoso. Infatti, l'assunzione di base che le condizioni pre-frana possano essere assimilabili a quelle presenti in un intorno dell'area sorgente (Clerici, 2002; Süzen & Doyuran 2004a, b; Clerici et al., 2006, 2010; Havenith et al., 2006a, b; Nefeslioglu et al., 2008) trovano una migliore applicazione per elementi di tipo lineare come gli OSP rispetto a quelli areali, per i quali occorrerebbe definire le condizioni al contorno in modo poco oggettivo ed opinabile (Van Den Eeckhaut et al., 2006).

La rappresentazione della variabile dipendente tramite l'uso degli OSP costituisce comunque un'approssimazione nell'analisi delle relazioni tra fattori predisponenti ed il fenomeno frana. È infatti improbabile che le condizioni presenti in corrispondenza dell'area sorgente, al momento del distacco del materiale, coincidano perfettamente con quelle attualmente presenti in prossimità del relativo orlo

di scarpata. In Clerici et al., (2006, 2010) inoltre viene assunto come principio di base che la lunghezza degli OSP sia strettamente proporzionale alle dimensioni delle relative *detachment zones*. A parità di condizioni morfologiche e geologiche dei versanti, stesse tipologie di frana con identiche estensioni delle superfici di rottura possono mostrare differenti sviluppi delle scarpate principali in funzione dell'entità del movimento dei corpi di frana. Tutto ciò può dunque comportare una sensibile riduzione delle capacità predittive dei modelli così creati, rispetto a quelli derivanti da un ipotetico uso delle superfici di rottura correttamente definite. A differenza però di una scelta delle *detachment zones* come rappresentazione delle variabili dipendenti la capacità predittiva dei modelli statistici creati con l'uso degli OSP può essere definita con significatività statistica rendendone valutabile l'applicabilità ai fini della zonazione della suscettività di frana.

L'applicabilità dei metodi statistici agli OSP è stata scarsamente studiata in passato ed in modo non rigoroso. La capacità predittiva dei modelli realizzati è stata, infatti, analizzata o mediante l'uso di un dataset di validazione generato con suddivisione casuale (*random split*) delle frane occorse o senza considerare le condizioni pre-frana nella definizione delle relazioni tra fattori predisponenti e fenomeni franosi. La selezione casuale di un dataset di validazione da quello relativo alle frane occorse può portare alla selezione sia del tipo sia della quantità di UCU coinvolte nelle frane non proprio rappresentative dell'immagine reale della suscettività di frana, che costituisce l'obiettivo dell'indagine. Il campione statistico utilizzato per l'analisi della capacità predittiva di un modello previsionale deve essere considerato una parte di tutte le unità statistiche costituenti la popolazione, scelto in modo da dare un'immagine ridotta ma fedele delle caratteristiche della stessa (Buccianti et al., 2003). In pratica, non è detto che la scelta casuale di un certo numero di frane prese dall'inventario dei fenomeni franosi porti a selezionare con la stessa intensità le stesse UCU che nel futuro saranno coinvolte dal fenomeno in oggetto. Può accadere che scegliendo delle frane in modo casuale si selezioni con maggior frequenza una UCU che nell'occorrenza delle frane del futuro dimostri in realtà una densità di frana relativa assolutamente inferiore. Seguendo questo metodo di suddivisione dell'inventario dei fenomeni franosi, per determinare un dataset di frane idoneo ad una corretta definizione della suscettività e quindi delle capacità predittive dei modelli previsionali, occorrerebbe in definitiva conoscere in anticipo le densità di frana delle UCU che nel futuro saranno coinvolte dal fenomeno gravitativo ed estrarre il dataset da usare nella validazione dei modelli in modo da mantenere le stesse densità di frana.

I modelli previsionali dovrebbero essere creati con l'utilizzo di un dataset di frane pertinente ad un periodo temporale antecedente a quello a cui appartengono le frane usate per i processi di valutazione

delle capacità predittive (Chung & Fabbri, 1999, 2008; Zêzere et al., 2005; Chung, 2006; Guzzetti et al., 2006b; Irigaray et al., 2007; Akgün et al., 2008; van Westen et al., 2008; Blahut et al., 2010; von Ruetten et al., 2011). Anche l'uso dello stesso dataset di frane per la costruzione dei modelli e per la loro validazione appare non idoneo in quanto comporta una sovrastima della capacità predittiva delle carte di suscettività (Brenning, 2005). Occorre comunque porre in evidenza come in passato lo studio della capacità predittiva dei modelli realizzati attraverso l'uso degli OSP sia avvenuta mediante l'uso di un dataset di frane scelto in modo casuale solo per l'impossibilità di separare temporalmente una serie idonea di frane.

Tra i vari sistemi di analisi statistica usati per la realizzazione di carte della suscettività di frana il metodo dell'analisi condizionale risulta certamente uno dei migliori per la comprensione e la lettura anche da parte di personale non specializzato (Carrara et al., 1995; Chung et al., 1995). Il metodo condizionale non appare essere un metodo puramente bivariato e neppure un metodo di analisi statistica di tipo multivariato (*s.s.*). Infatti, sebbene tale metodo analizzi le relazioni tra i fenomeni franosi e tutti i fattori predisponenti considerati allo stesso tempo, differentemente da uno tipicamente bivariato dove le relazioni tra le frane e fattori predisponenti vengono indagate per ogni fattore preso singolarmente, esso differisce da un multivariato (*s.s.*) in quanto non riesce a discriminare il potere predittivo delle singole classi in cui i fattori predisponenti sono suddivisi. L'analisi condizionale, in tal senso, può essere considerata un metodo statistico di tipo multifattoriale.

Considerato quanto finora esposto si ritiene importante per questo studio cercare di valutare in modo rigoroso quale sia la reale applicabilità degli OSP allo studio della suscettività di frana. Tale fine sarà valutato mediante l'uso del Metodo dell'Analisi Condizionale, che rispetto ad altri metodi statistici multivariati presenta meno limitazioni.

CAPITOLO 2

Aspetti metodologici e materiale usato

Al fine di raggiungere gli obbiettivi preposti si è ritenuto necessario eseguire le indagini statistiche in due differenti bacini idrografici. Questa procedura è stata portata a termine nel tentativo di verificare anche se l'uso degli OSP nella zonazione della suscettività di frana fosse dipendente o meno rispetto alle differenti condizioni al contorno (soprattutto geologiche). L'idea di usare due diversi bacini idrografici per l'analisi del metodo scelto nella rappresentazione della variabile dipendente è nata, quindi, in relazione alle possibili considerazioni che potevano sorgere in seguito al confronto tra le capacità predittive dei miglior modelli elaborati per le due aree. In definitiva, l'idea di partenza era quella di analizzare la suscettività di frana dei due bacini e verificare se al variare delle situazioni geologiche e geomorfologiche l'applicazione degli OSP avesse riscontri negativi nella capacità predittiva dei modelli creati (Fig. 3).

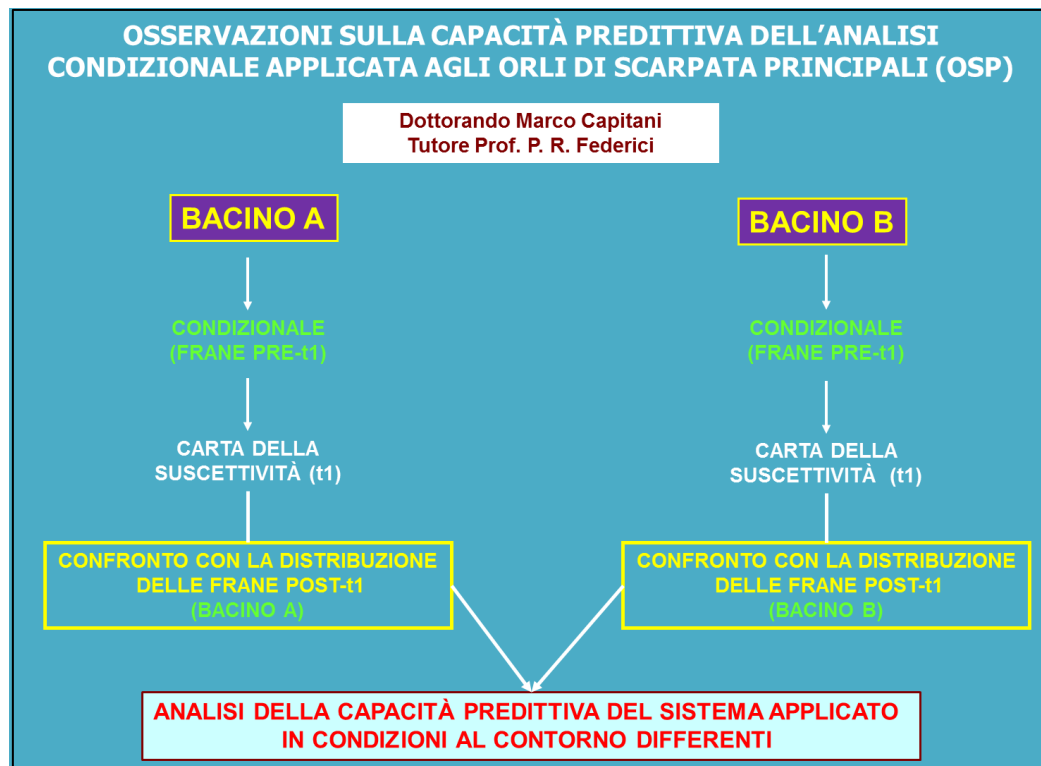


Figura 3 – Rappresentazione della metodologia utilizzata.

Dal momento che, indipendentemente dal sistema di analisi statistico utilizzato, nella zonazione della suscettività di un'area il primo passo fondamentale riguarda la definizione dello stato della natura dell'area stessa (Fig. 4), è stata eseguita una prima ricerca di informazioni, dati e studi pregressi relativi alla geologia e alla geomorfologia dei due bacini. In seguito al reperimento ed all'analisi critica dei dati pregressi (IFFI, AVI, PAI, CARG, PS) nei quali la rappresentazione dello stato della natura appariva spesso contrastante e scarna di informazioni riguardanti soprattutto i fenomeni franosi, è stato ritenuto indispensabile eseguire un controllo in corrispondenza di due piccoli settori campione appartenenti ai bacini scelti.

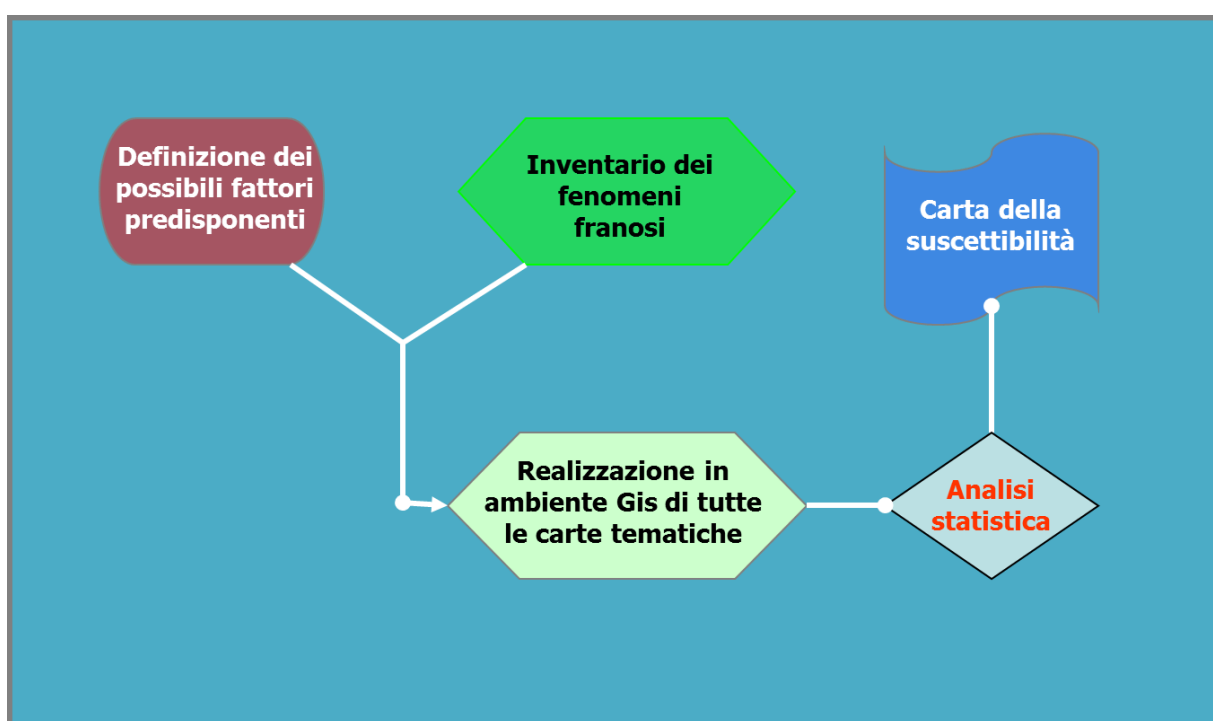


Figura 4 – Principali elaborati di partenza necessari per un'analisi statistica della suscettività di frana.

Di fatto, tra i dati utilizzati nella definizione della suscettività di frana il più importante in assoluto è l'inventario dei fenomeni franosi che deve essere il più rappresentativo possibile della realtà di un'area (van Westen et al., 2008).

Il risultato del rilevamento geomorfologico nelle due aree campione ha portato alla luce una situazione morfologica molto più complessa ed articolata rispetto a quella rappresentata negli elaborati reperiti. La discordanza tra i dati pregressi e lo stato della natura osservato è stata riscontrata non solo per la situazione geomorfologica (Fig. 5), ma anche per quella geologica (Fig. 6). La constatazione di quanto

sia scarsa la conoscenza del territorio da parte degli enti predisposti allo sviluppo di piani di tutela dal rischio geomorfologico ha quindi richiesto uno sforzo considerevole e non previsto, al fine di determinare il reale assetto geologico e geomorfologico delle aree oggetto del presente studio.

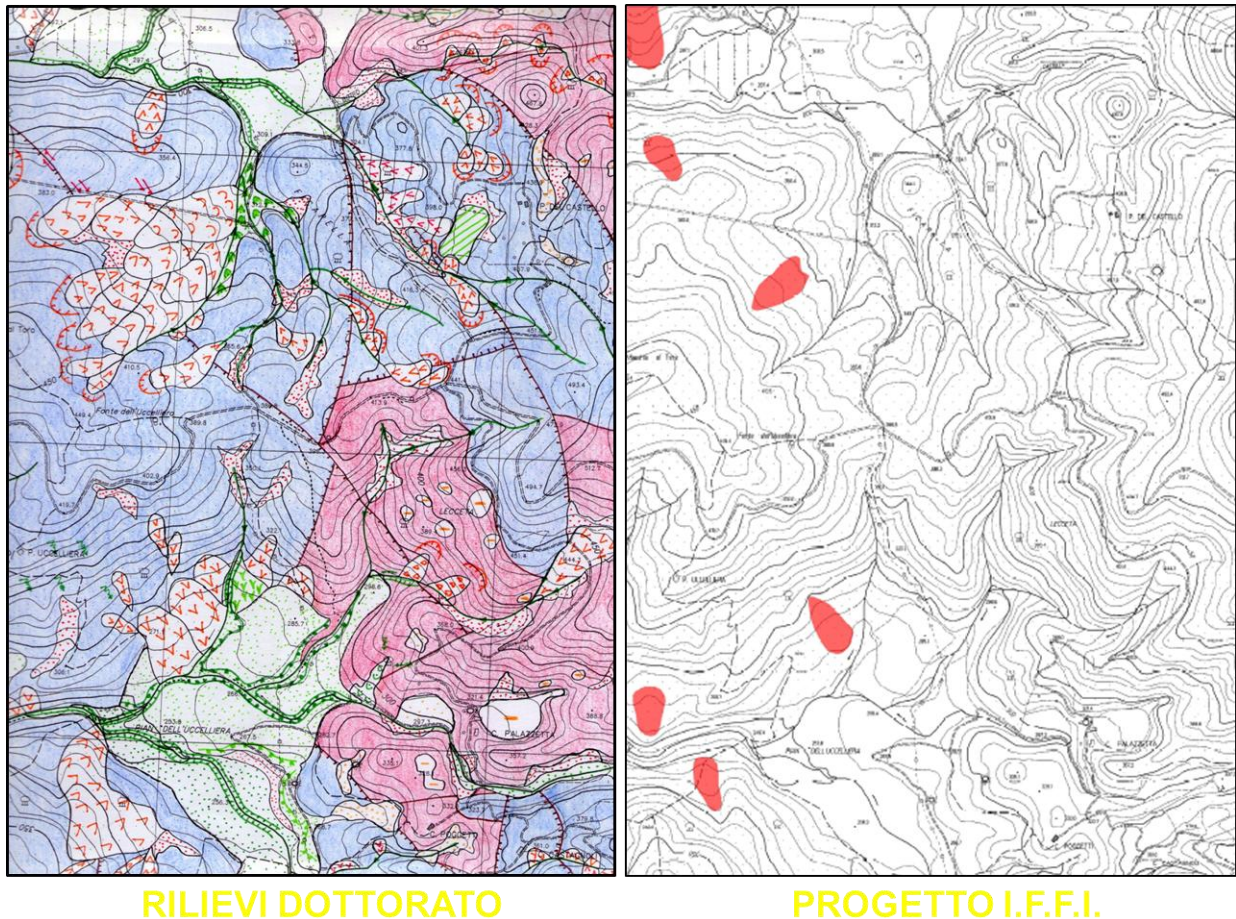


Figura 5 – Raffronto tra le condizioni morfologiche osservate a seguito della campagna di rilevamento e quelle riportate negli elaborati I.F.F.I.

La mancanza di informazioni soprattutto nei confronti dei fenomeni gravitativi è stata ampiamente osservata anche in gran parte della Toscana centro-meridionale, durante la collaborazione al Progetto “CIPE/Regione Toscana: Carta Geologica Regione Toscana e carte derivate” tra il Dipartimento di Scienze della Terra di Pisa e la Regione Toscana; progetto al quale ha partecipato lo scrivente, inserito all’interno del gruppo di geomorfologia del Prof. P.R. Federici.

Per entrambi i bacini considerati è stato, quindi, indispensabile eseguire una campagna di rilevamento geologico e geomorfologico che si è protratta, in più fasi, per circa due anni (2008-2010). La cartografia topografica utilizzata, sia nella fase di rilevamento che in quella successiva di elaborazione

dei dati, corrisponde alla CTR della Regione Toscana, alla scala 1:10.000. Tali elaborati sono stati acquisiti sia in formato cartaceo che in quello digitale. Il reperimento degli elementi topografici in formato vettoriale è stato indispensabile per la realizzazione dell'intero progetto, che prevedeva l'utilizzo di programmi GIS.

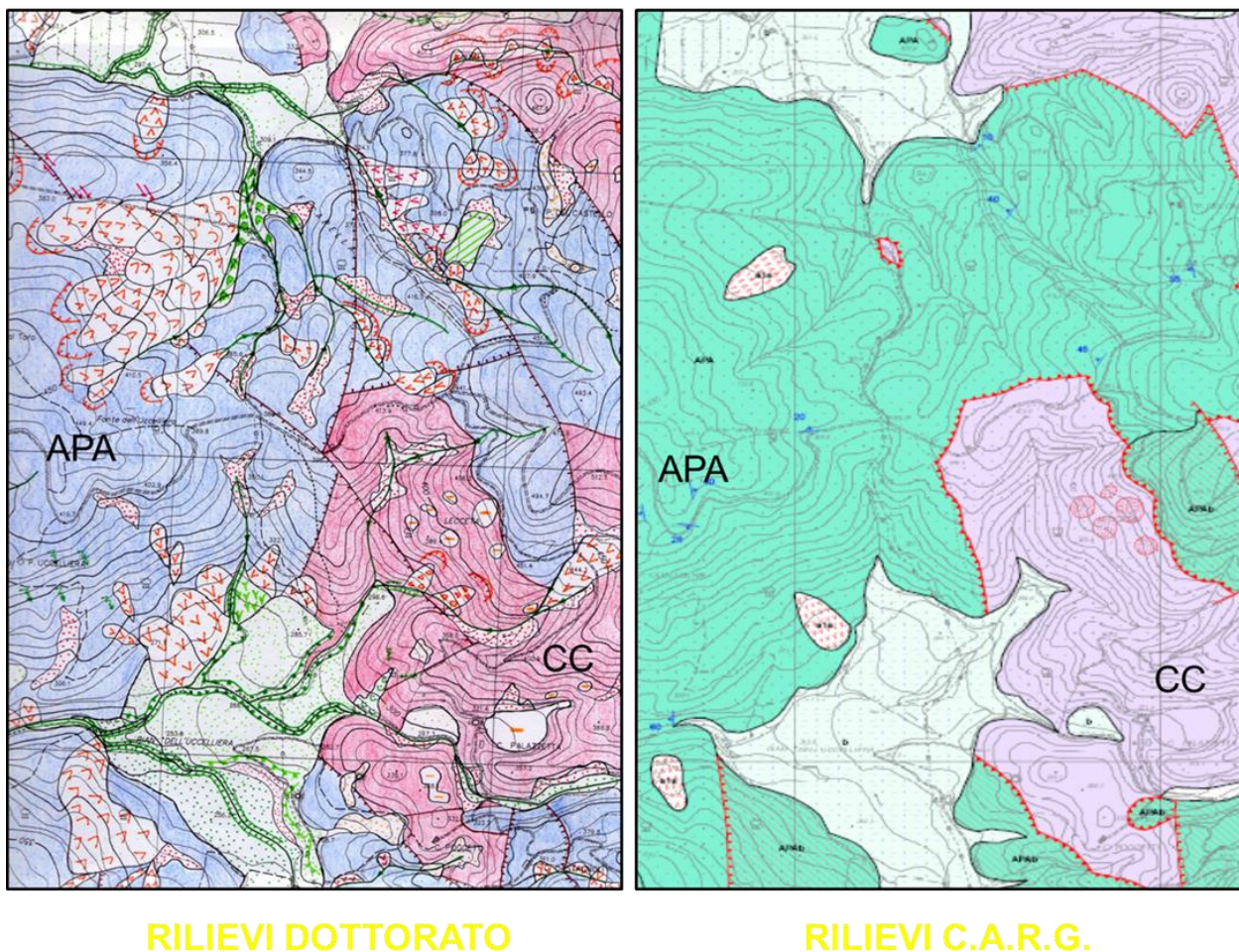


Figura 6 – Raffronto tra le condizioni geologiche e geomorfologiche osservate a seguito della campagna di rilevamento e quelle riportate negli elaborati C.A.R.G.

In seguito ai rilevamenti geomorfologici è stato possibile definire sia le forme che i processi morfogenetici che hanno agito ed agiscono tutt'ora nelle aree esaminate. Particolare attenzione è stata posta ovviamente nei riguardi dei fenomeni franosi e dei processi gravitativi nonché a quelli connessi alle acque correnti. Per quanto possibile, le frane rilevate sono state classificate in attive, quiescenti ed inattive, sulla base dell'evoluzione delle stesse osservata in ricognizioni effettuate in periodi differenti. Il rilevamento geologico e geomorfologico oltre a consentire di realizzare una rappresentazione più completa delle forme gravitative e di migliorare la definizione dell'assetto geologico-strutturale per i

settori scelti, ha permesso una prima definizione, per ogni singola area, anche dei possibili fattori ambientali ipotizzabili come predisponenti lo sviluppo dei fenomeni franosi osservati. Per il rilevamento delle forme e dei processi morfogenetici che hanno agito e che agiscono attualmente nei bacini scelti è stata utilizzata la legenda proposta dal progetto S.C.A.I. (Studio dei Centri Abitati Instabili) per la Liguria (Federici et al., 2001, 2003, 2005, 2007), con l'unica differenza che in questo studio le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante sono state assemblate in un'unica simbologia, senza distinzione tra fenomeni di *Sackung* e *Block Slide*.

Per una realizzazione più rigorosa possibile del progetto, una condizione necessaria ed indispensabile riguardava la suddivisione temporale dei fenomeni franosi al fine di validare i modelli previsionali, creati mediante l'uso dei metodi statistici. Tale suddivisione doveva prendere in esame un periodo temporale, relativo al dataset dei fenomeni usati per la validazione dei modelli, sufficientemente esteso per essere considerato statisticamente significativo (Brabb, 1984; Chung et al., 1995; Chung & Fabbri, 1999; Irigaray et al., 1999). Di fatto, se la distribuzione delle frane usate per la costruzione dei modelli viene paragonata a quella dei fenomeni franosi usati nel processo di validazione degli stessi, occorre assumere come principio di base che la distribuzione dei fenomeni scatenanti responsabili della genesi del dataset di frane di costruzione sia, in relazione alla distribuzione spaziale delle UCU, omogenea o statisticamente rappresentativa di quella dei fenomeni scatenanti rei dell'origine del dataset di validazione. Se questo non si verifica, può accadere che una UCU-x, che per le frane di costruzione del modello mostra una densità dei fenomeni franosi maggiore di una UCU-y, possa alla fine mostrare una densità inferiore alla UCU-y, nei confronti delle frane relative al gruppo di validazione, se sollecitata con minor intensità, rispetto alla seconda, nel periodo di tempo scelto per la validazione del modello. L'uso di una serie di frane come dataset di validazione dei modelli presuppone l'associazione a tale dataset della proprietà di massima verosimiglianza nei confronti della suscettività. Se, per assurdo, fosse considerato ad esempio un dataset di frane di validazione relative ad un unico evento scatenante che, all'interno di un bacino idrografico per il quale è in essere l'analisi della suscettività, si fosse esplicato in corrispondenza di un limitato settore, senza coinvolgere o sollecitare l'intera area, i modelli creati con un dataset ampio e rappresentativo di un periodo temporale decennale non avrebbero certamente una capacità predittiva accettabile.

Non essendo sempre possibile avere a disposizione dati completi circa la distribuzione degli eventi scatenanti, soprattutto per l'intervallo temporale pertinente ai fenomeni franosi usati nella costruzione dei modelli, l'unica via percorribile nel tentativo di minimizzare tale problema era quella di considerare un dataset di frane di validazione relativo ad un periodo di tempo il più possibile esteso. L'estensione

temporale più ampia possibile sia del dataset delle frane di costruzione che di quello di validazione dei modelli consente in rapporto alla scelta delle UCU, come unità di mappa, anche di limitare il problema connesso con la significatività statistica delle stesse.

Uno dei problemi principali circa l'uso delle UCU riguarda, infatti, la costruzione di unità territoriali con differente estensione areale che porta successivamente ed in un'ottica di analisi statistica a problemi concettuali circa l'adeguatezza del confronto tra i risultati relativi a UCU diversamente estese anche per un singolo dataset di frane (Chung et al., 1995; Clerici et al., 2006, 2010; Federici et al., 2005, 2007; Falaschi et al., 2009). Il problema della differente significatività statistica delle varie UCU può comunque essere limitato, secondo chi scrive, se considerati intervalli temporali il più possibile estesi. Infatti, se una UCU-x è caratterizzata da un'estensione differente di qualche ordine di grandezza rispetto ad una UCU-y, le relative densità di frana assumono comunque una significatività statistica tanto più simile quanto più le due UCU sono state sollecitate con rassomigliante frequenza dagli eventi scatenanti. Quest'ultima condizione può essere pensata statisticamente tanto più probabile quanto maggiore è l'intervallo di tempo considerato nella definizione dei vari dataset.

Infine, l'utilizzo nella determinazione della suscettività di frane sia di costruzione che di validazione relative a serie temporali ridotte e più vicine al presente (per le quali è più facile avere informazioni) può certamente portare ad un maggior controllo del problema relativo alla definizione della distribuzione degli eventi scatenanti, ma con il rischio di definire carte della suscettività di frana che non prendano in considerazione eventi differenti per tipologia ed intensità e caratterizzati da tempi di ritorno superiori a quelli usati per la costruzione e la validazione dei modelli. Infatti, per ogni singola tipologia di frana, non è detto a priori che le UCU siano sollecitate con lo stesso risultato al variare della tipologia ed intensità dell'evento scatenante e quindi non è detto a priori che la relativa suscettività non sia funzione del tipo di evento scatenante. Può accadere ad esempio che un sisma di elevata intensità solleciti a tal punto le varie UCU da far entrare in gioco alcuni fattori predisponenti, come i sistemi di fratture secondari, che normalmente ed in rapporto all'accadimento di altre tipologie di eventi scatenanti non entrerebbero in gioco nel condizionare la distribuzione spaziale delle frane.

Il considerare solo un certo tipo di eventi scatenanti, relativi ad intervalli di tempo ridotti per dataset di frane di costruzione e validazione, può portare dunque ad una predizione della distribuzione spaziale della franosità tanto meno affine a quella che potrà caratterizzare nel futuro le aree studiate, tanto più piccoli sono gli intervalli usati nella definizione dei due dataset di frane. Ovvero, il considerare intervalli temporali limitati per dataset di costruzione e validazione può portare a modelli con una

capacità predittiva sì elevata, ma limitata però alla tipologia di eventi scatenanti occorsi in corrispondenza degli intervalli temporali usati.

L'utilizzo viceversa di un intervallo di tempo per il dataset di frane di costruzione limitato inferiormente dalla "memoria" morfologica dell'area di studio ed uno per il dataset di validazione il più possibile esteso, porta inevitabilmente sempre a modelli che nella fase di validazione non considerano tutte le tipologie di eventi scatenanti occorsi nel passato, i cui effetti sono riscontrabili nelle forme del paesaggio, ma con capacità predittive che perlomeno registrano tale situazione. La predizione di un evento del futuro non è certamente mai cosa semplice, ma la definizione della capacità predittiva di un modello non dovrebbe mai essere ingannevole.

Nel presente studio è stato quindi considerato più opportuno valutare la capacità predittiva dei modelli mediante la creazione di un dataset di frane di validazione relativo ad un periodo di tempo il più esteso possibile ed uno di costruzione limitato inferiormente unicamente dalla "memoria" morfologica delle aree studiate. La capacità predittiva dei modelli creati sarà valutata nei confronti della suscettività di frana intesa, in questo studio, come probabilità spaziale di accadimento del fenomeno franoso nel periodo di tempo Δt identico a quello utilizzato per la definizione del dataset di frane di validazione (Chung & Fabbri, 1999, 2008; Chung, 2006) e nelle condizioni in cui i bacini esaminati siano sollecitati nello stesso modo in cui lo sono stati durante tale intervallo di tempo. In tal senso, la distribuzione dei fenomeni franosi usati per la validazione dei modelli sarà considerata come immagine fedele della suscettività di frana così intesa.

La creazione di un dataset di frane di validazione relativo ad un periodo di tempo il più esteso possibile ed uno di costruzione limitato inferiormente dalla "memoria" morfologica delle aree studiate è stata conseguita mediante l'utilizzo delle fotoaeree della Regione Toscana relative al 1975 alla scala 1:13.000 (Volo EIRA), attraverso le quali è stato possibile attribuire la genesi dei fenomeni franosi in due gruppi rispetto al limite temporale relativo al 1975 (frane pre- t_1 e frane post- t_1 , con $t_1 = 1975$, Fig. 3). Le frane che sono state rilevate in campagna e contemporaneamente riscontrate nelle fotoaeree in questione sono state inserite nel gruppo dei fenomeni pre-1975, quelle per le quali non c'è stato riscontro in corrispondenza degli elaborati fotografici sono state raggruppate viceversa nel dataset dei fenomeni post-1975.

La necessità di considerare fenomeni franosi utili per la validazione dei modelli relativi ad un periodo esteso (circa 35 anni) e l'uso nella costruzione dei modelli di un dataset di frane non limitato inferiormente, ha condizionato la scelta della tipologia dei fenomeni franosi che dovevano essere considerati nel progetto. Infatti, se fossero state analizzate anche le frane superficiali e di piccole

dimensioni, quelle maggiormente soggette a degradazione naturale o a modificazioni di tipo antropico, soprattutto per il dataset di costruzione dei modelli sarebbe stato possibile avere un gruppo di frane non realmente rappresentativo dell'evoluzione gravitativa del passato. Un loro utilizzo nella realizzazione dei modelli, ma soprattutto nella loro validazione, avrebbe certamente condizionato in modo imprevedibile la capacità predittiva degli stessi e quindi l'obiettivo del presente lavoro. Seguendo quindi la divisione proposta da Keefer (1984), sono state considerate solo le frane con superficie di rottura apparentemente profonda (> 3 m), mentre non sono state considerate le frane superficiali e quelle non cartografabili. In assenza di sondaggi, la stima della profondità dei fenomeni franosi si è basata unicamente sull'osservazione della forma e della geometria delle relative aree di distacco e di accumulo.

Giacché la carta della suscettività di frana dovrebbe essere costruita per ogni singola tipologia di frana (Guzzetti et al., 1999), le frane rilevate sono state separate in differenti inventari in base alla tipologia di movimento dominante, seguendo la classificazione proposta di Cruden & Varnes (1996). I fenomeni franosi appartenenti alla tipologia complessa sono stati classificati in base alla loro iniziale tipologia di movimento.

I due bacini idrografici soggetti al presente studio sono stati scelti nella Toscana centro-meridionale prevalentemente in rapporto sia all'elevata incidenza dei processi gravitativi, sia per le diverse condizioni geologiche che li caratterizzano. Le due aree in questione sono il bacino del T. Milia e quello del T. Roglio.

CAPITOLO 3: IL BACINO DEL TORRENTE MILIA

Il bacino del T. Milia è situato nella Toscana centro-meridionale (fig. 7), circa 100 km a S-SE di Pisa, e si sviluppa in prevalenza dentro il territorio provinciale di Grosseto, mentre solo per un ridotto settore prossimo alla sezione di chiusura ricade in quello di Livorno.

Il bacino appare scarsamente antropizzato. L'unico centro urbano di rilevanza è rappresentato dall'abitato di Monterotondo Marittimo, che è situato in prossimità dello spartiacque settentrionale, mentre il resto del territorio è caratterizzato da una distribuzione grossomodo omogenea di piccoli agglomerati rurali.

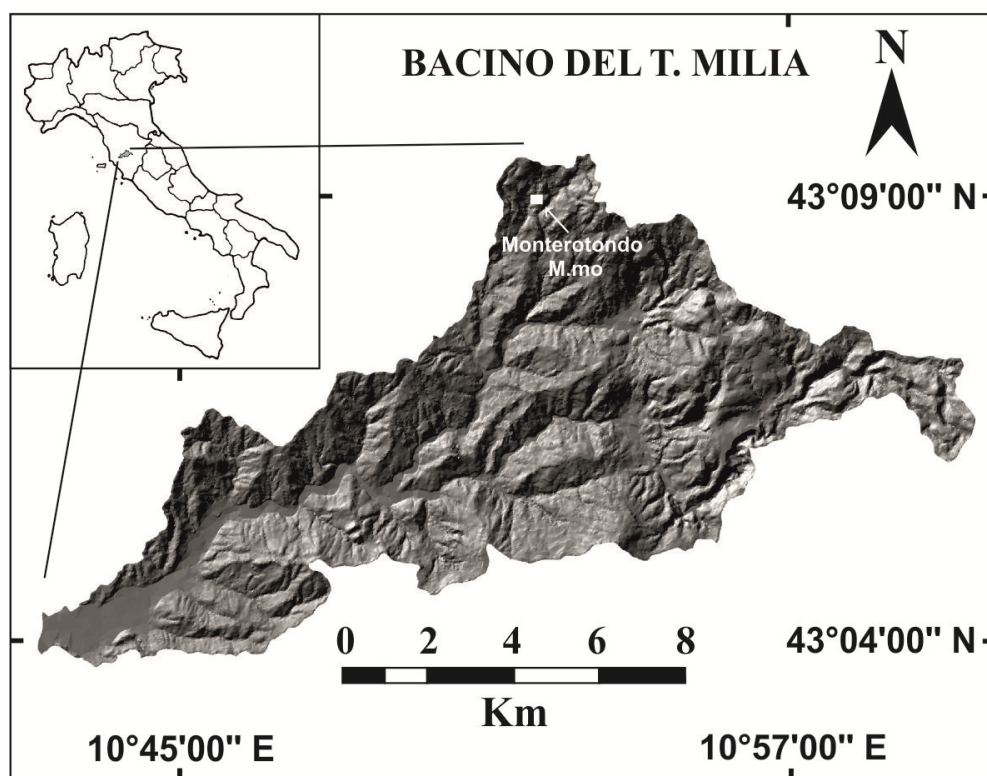


Figura 7 – Inquadramento geografico del bacino della Milia.

L'area in esame ha un'estensione di circa 101 Km² ed un'elevazione che varia da 39 m a circa 900 m sopra il livello medio marino, con valore medio di 336 m. Il bacino appare allungato in direzione NE-SW e mostra un carattere prevalentemente collinare con pendii mediamente non molto acclivi. I valori di acclività più elevati si riscontrano prevalentemente nelle aree orientali, dove affiorano le formazioni

carbonatiche della Falda Toscana. Circa il 40% della superficie del bacino mostra un'acclività inferiore a 10 gradi, il 20% denota pendenze superiori a 18 gradi e solo il 3,5 % è caratterizzato da acclività superiori a 33 gradi.

L'assetto fisiografico dell'area è tipico di paesaggi in cui i settori di fondovalle e quelle di raccordo con i versanti costituiscono una percentuale non trascurabile (fig. 8). Infatti, circa il 50% della superficie di studio è situata tra la quota di 325 m e quella minima che caratterizza il bacino in corrispondenza della relativa sezione di chiusura. Solamente in prossimità dello spartiacque orientale dell'area, dove si osserva la presenza di un alto morfo-strutturale, le quote tendono ad aumentare fino a raggiungere il valore massimo di 913 m. Le superfici che appaiono caratterizzate da quote superiori ai 550 m sono prevalentemente concentrate in questa zona del bacino e costituiscono circa il 9% dell'area complessiva.

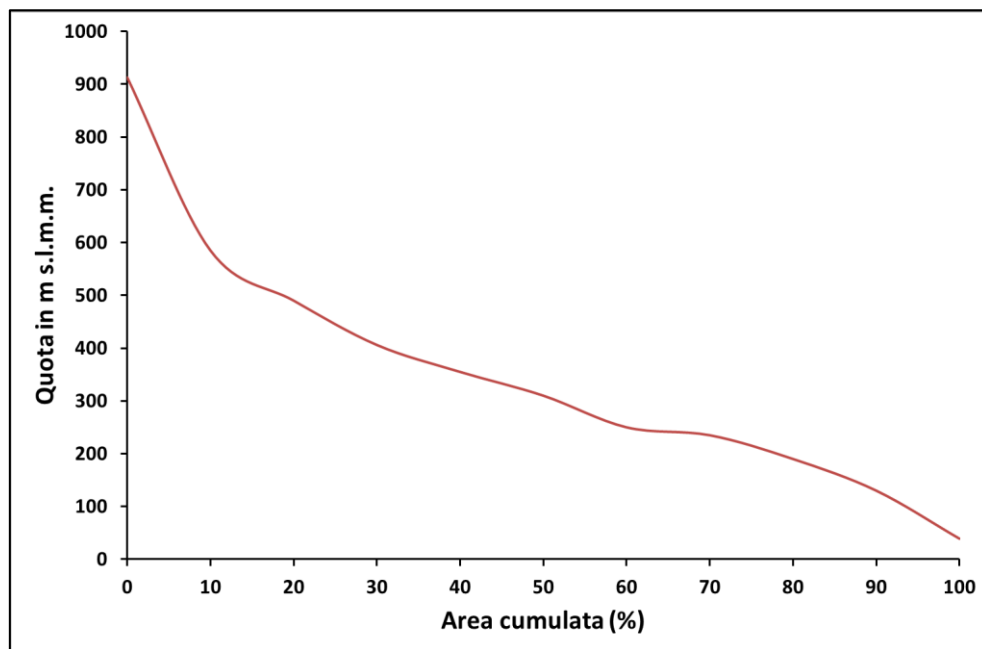


Figura 8 – Curva ipsometrica del bacino della Milia.

L'andamento crescente delle quote dai settori occidentali verso quelli orientali del bacino denota un forte condizionamento dell'assetto geologico-strutturale nei confronti dell'evoluzione fisiografica dell'area. La maggior parte dei corsi d'acqua di ordine superiore presenta una direzione generale di tipo anti-appenninico e mostra una forte tendenza all'erosione verticale proprio in corrispondenza dei settori nord-orientali del bacino, mentre in quelli occidentali l'azione fluviale evolve in una prevalente erosione di sponda i cui effetti si manifestano in maniera non trascurabile anche lungo il T. Milia poco

prima della sua confluenza in sinistra idrografica nel Fiume Cornia, uno dei principali collettori della Toscana centro-meridionale.

3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Nel bacino del T. Milia gli eventi compressivi avvenuti prima e dopo la collisione continentale, tra il margine europeo e la placca Apula, hanno originato un complesso di unità tettoniche dove tre unità alloctone sono sovrascorse a quella Toscana non metamorfica (Costantini et al., 1995; Carmignani et al., 2002; Costantini et al., in stampa). Le due unità che stanno al tetto di questo complesso tettonico sono originarie del Dominio Ligure e sono, dall'alto verso il basso, l'Unità Ofiolitifera degli Scisti a Palombini e l'Unità Ofiolitifera di Monteverdi-Lanciaia. Tra queste e la Falda Toscana è presente con limitati affioramenti l'Unità delle Argille e Calcari, appartenente al Dominio Sub-Ligure (fig. 9).

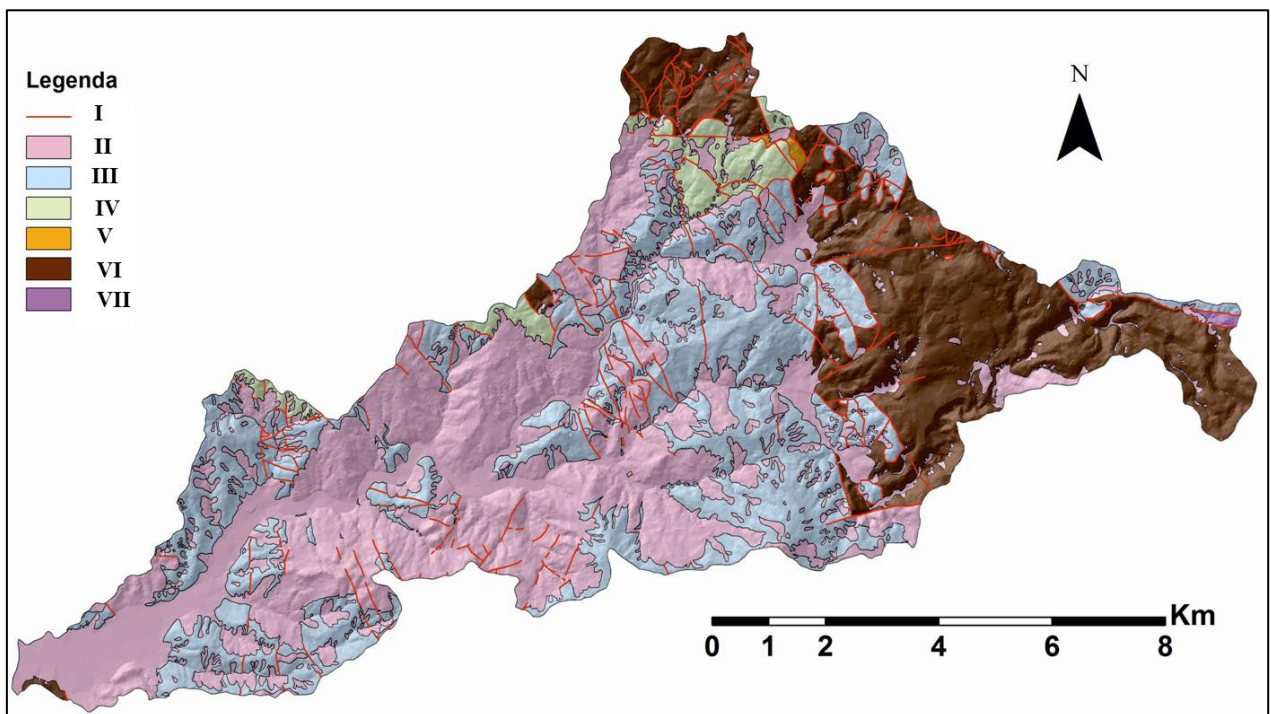


Figura 9 – Carta delle unità tettoniche del bacino della Milia. I) lineamenti tettonici, II) Neoautoctono, III) Unità Ofiolitica degli Scisti a Palombini, IV) Unità Ofiolitica di Monteverdi-Lanciaia, V) Unità delle Argille e Calcari, VI) Unità Toscana non metamorfica, VII) Unità di Monticiano-Roccastrada.

Per quanto concerne le unità tettoniche rappresentative della Falda Toscana metamorfica si riscontra soltanto la presenza di ridottissimi affioramenti della Formazione di Fontalcinaldo (Unità di Monticiano-Roccastrada) nei settori posti in prossimità del bordo orientale del bacino, che sono stati

interpretati come scaglie tettoniche inglobate nel Calcare Cavernoso (Olivero, 1963; Pandeli et al., 1988).

Tutte le formazioni appartenenti alle unità alloctone sono rappresentative di ambienti torbiditici più o meno distali e sono composte dall'alternanza di siltiti, argilliti e areniti fini e da argilliti intervallate a calcilutiti e calcareniti. Le formazioni appartenenti alle unità ofiolitifere contengono all'interno dei propri sedimenti elementi di basalti, gabbri e serpentiniti che costituiscono i resti di formazioni rappresentative dell'antica crosta oceanica. La Falda Toscana è presente principalmente con le formazioni mesozoiche e carbonatiche e con limitati affioramenti delle formazioni torbiditiche ed emipelagiche che ne costituiscono la parte medio-superiore della serie.

Le unità liguri mostrano una storia deformativa pre-Oligocene superiore assai complessa e connessa con le fasi di subduzione, accrezione ed esumazione. La storia deformativa include almeno due fasi di venature, piegamenti e *thrusting* (van Zupthen et al., 1985; Marroni et al., 1988; Marroni, 1991; Hoogerduijn, 1991,1994; Marroni & Pandolfi, 1996; Ducci et al., 1997; Marroni et al., 2004; Meneghini et al., 2009).

Le strutture correlabili alla fase pre-oligocenica appaiono successivamente interessate da fasi deformative connesse con gli eventi collisionale e post-collisionale. Quest'ultimi hanno interessato anche le formazioni appartenenti alla Falda Toscana, che in seguito all'esplicarsi della collisione continentale sono state sovrascorse dalle unità liguri e sub-liguri. Durante l'evento collisionale le unità affioranti sono state soggette ulteriormente a strutture deformative di tipo duttile e fragile, con fasi di piegamento sia a piccola che a grande scala e fasi di sovrascorrimento intraformazionale. Le pieghe ascrivibili a tale fase presentano una dispersione non trascurabile dei piani assiali che è rappresentativa di un'ulteriore deformazione sempre sin-collisionale ma tardiva, responsabile del piegamento a scala chilometrica di tutte le strutture preesistenti.

A tale evoluzione polifasica si sono successivamente sovrapposte le fasi deformative connesse con la tettonica distensiva che a partire dal Miocene ha dato origine ad una serie di faglie dirette, causato il collasso dell'orogene appenninico, la formazione di una serie di sollevamenti differenziali e la genesi di estesi bacini inter-montani. (Trevisan, 1952; Federici & Rau, 1980; Puccinelli, 1987; D'Amato Avanzi & Puccinelli, 1989; Carmignani et al., 1994, 1995, 1996; Elter & Sandrelli, 1995; Cornamusini et al., 2002). Le strutture di deformazione fragile connesse con la tettonica distensiva si sono sviluppate in più fasi a partire dal Miocene fino al Pleistocene (Bossio et al., 1993). Associabile alla prima fase di deformazione post-collisionale appare la genesi della "serie ridotta" dove le porzioni superiori delle unità liguri (*s.l.*) sono direttamente a contatto con formazioni più antiche della serie toscana non

metamorfica o addirittura con l'Unità di Monticiano-Roccastrada mediante superfici di discordanza tettonica. Nel bacino in esame queste situazioni si riscontrano con frequenza nelle porzioni orientali del territorio dove spesso la Formazione delle Argille a Palombini (Unità Ofiolitifera delle Argille a Palombini) si trova direttamente a contatto con il Calcare Cavernoso (Falda Toscana) (fig. 10).

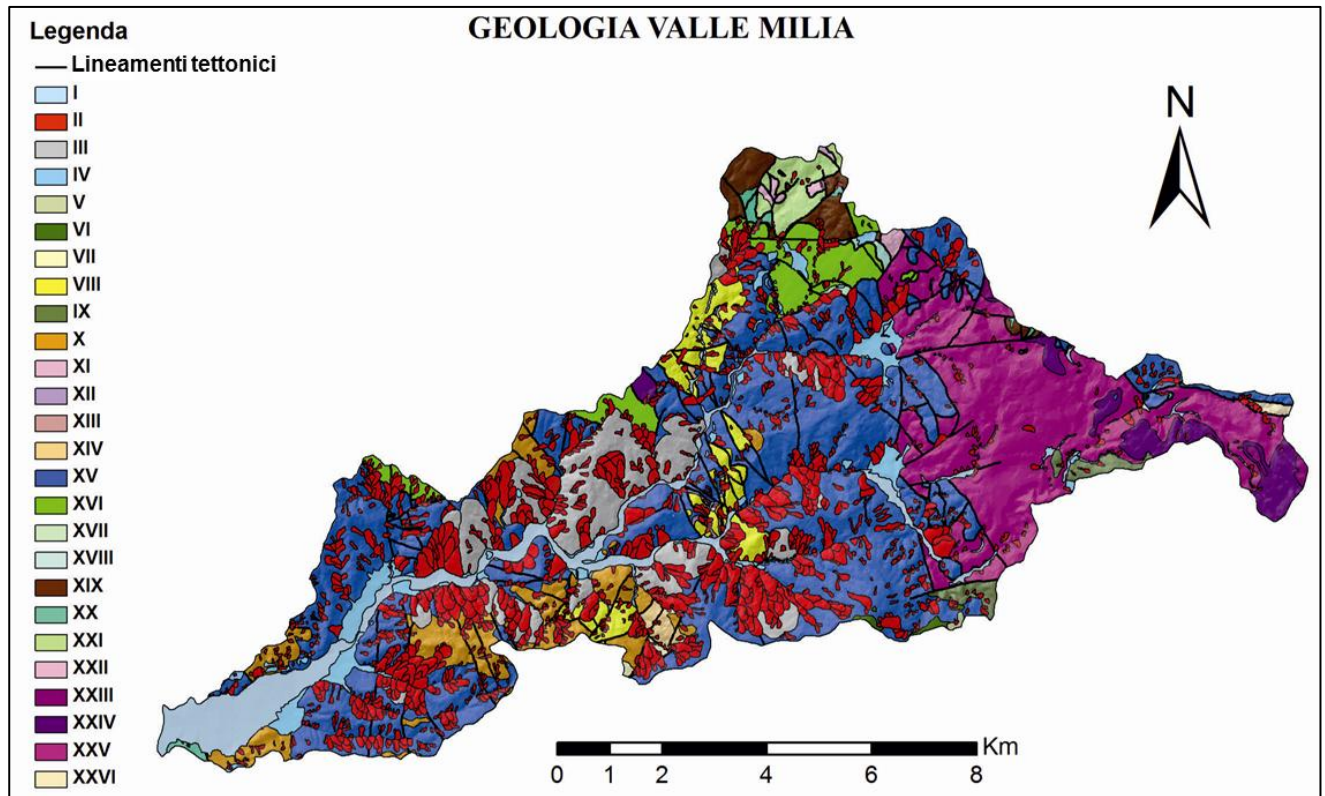


Figura 20 – Carta geologica del bacino della Milia (originale d'autore). I) Depositi alluvionali attuali e recenti, II) Corpi di frana, III) DGPV, IV) Alluvioni terrazzate, V) Argille sabbiose del Pod. Bellavista, VI) Travertini di Massa Marittima, VII) Argille Azzurre, VIII) Conglomerati di Gambassi Terme, IX) Breccia di Grotti, X) Conglomerati di M. Bamboli, XI) Argille della Marsiliana, XII) Marne a Bithynia, XIII) Argille del T. Fosci, XIV) Conglomerati di Collecchia, XV) Argille a Palombini, XVI) Flysch di Monteverdi Marittimo, XVII) Argille e Calcari di Poggio Rocchino, XVIII) Argille e Calcari di Canetolo, XIX) Macigno, XX) Formazione di Brolio, XXI) Diaspri, XXII) Calcare Selcifero, XXIII) Calcare Massiccio, XXIV) Calcare a *Rhaetavicula contorta*, XXV) Calcare Cavernoso, XXVI) Formazione di Fontalcinaldo.

Queste sovrapposizioni, originate a seguito di fenomeni tettonici generanti omissioni di successione stratigrafica, sono state associate all'attività di faglie dirette con geometria complessa del tipo *flat-ramp-flat* (Bertini et al., 1991; Decandia et al., 1993), dove i *flat* si sono sviluppati in corrispondenza di livelli meno competenti della successione completa ed i *ramp* in quelli più competenti (fig. 11, A).

Secondo Bertini et al. (1991) il processo legato alla genesi della “serie ridotta” rappresenta il fenomeno distensivo più importante esplicitosi nella Toscana meridionale, con un'estensione calcolata di circa il

60% contro quella verificatasi successivamente e valutata complessivamente dell'ordine del 7%. Sebbene le fasi successive siano state caratterizzate da una minor estensione complessiva rispetto a quella miocenica, la deposizione delle successioni neogeniche e quaternarie è stata comunque fortemente condizionata dalla tettonica distensiva post-collisionale. Nelle zone centro meridionali del bacino i depositi fluviali e lacustri del Tortoniano-Messiniano inferiore e medio, mostrano una generale inclinazione che raggiunge spesso valori elevati (circa 30 gradi). Questi sono sigillati in netta discordanza angolare dai depositi fluviali appartenenti alla Formazione dei Conglomerati di Monte Bamboli (Messiniano superiore) che a loro volta sono sormontati in discordanza dai depositi pliocenici. La forte discordanza angolare tra i depositi fluvio-lacustri del Tortoniano-Messiniano e quelli del Messiniano superiore è stata riscontrata in molte zone della Toscana Centro-Meridionale (Lazzarotto & Mazzanti, 1965) ed attribuita all'azione di una serie di faglie normali che si è esplicata prevalentemente all'interno del Messiniano (Bossio et al., 1994). All'azione di questi sistemi di faglie normali è attribuita anche la genesi delle blande pieghe che caratterizzano a piccola scala tutte le formazioni mioceniche (Baldi et al., 1994).

La fase distensiva ha caratterizzato con particolare intensità l'evoluzione del bacino a partire dal Pliocene medio cagionando un generale sollevamento dell'area, un forte approfondimento del reticolo fluviale ed una consistente erosione dei depositi marini pliocenici. L'azione esercitata dalla fase pliocenica della tettonica distensiva ha prodotto, infatti, situazioni in cui i depositi del Pliocene inferiore e medio, sia marini che continentali, si ritrovano attualmente lungo alcuni settori dell'area direttamente a contatto con quelli del Tortoniano superiore. Il contatto tettonico tra questi differenti depositi è costituito spesso da una serie di faglie dirette a geometria listrica e contrapposte. Lungo il bordo settentrionale del bacino dove affiora la formazione dei Conglomerati di Gambassi Terme è stata osservata una giacitura delle strutture deposizionali complessivamente disposte ad anticlinale con asse parallelo alla direzione delle faglie contrapposte che la bordano. Le strutture riscontrate tra i depositi pliocenici interessati da queste tipologie di faglie sono state associate, sia per alcuni settori della Valle Cornia limitrofi all'area di studio che per altre aree della Toscana meridionale, proprio all'attivazione, in tempi diversi, delle faglie in questione (fig. 11, B), avvenuta durante la deposizione delle successioni plioceniche (Liotta & Salvatorini, 1994; Costantini et al., 1995; Bossio et al., 1996a).

Nella genesi delle anticlinali è plausibile comunque ammettere una compartecipazione di fasi compressive che si sarebbero alternate a quelle distensive agendo lungo gli stessi sistemi di faglie listriche. In Toscana, sono state osservate le evidenze di almeno quattro brevi fasi compressive che si

sarebbero attivate, in un regime complessivamente distensivo, nel Messiniano, nel tardo Pliocene, nel Pleistocene medio e nel tardo Pleistocene (Boccaletti & Sani, 1998).

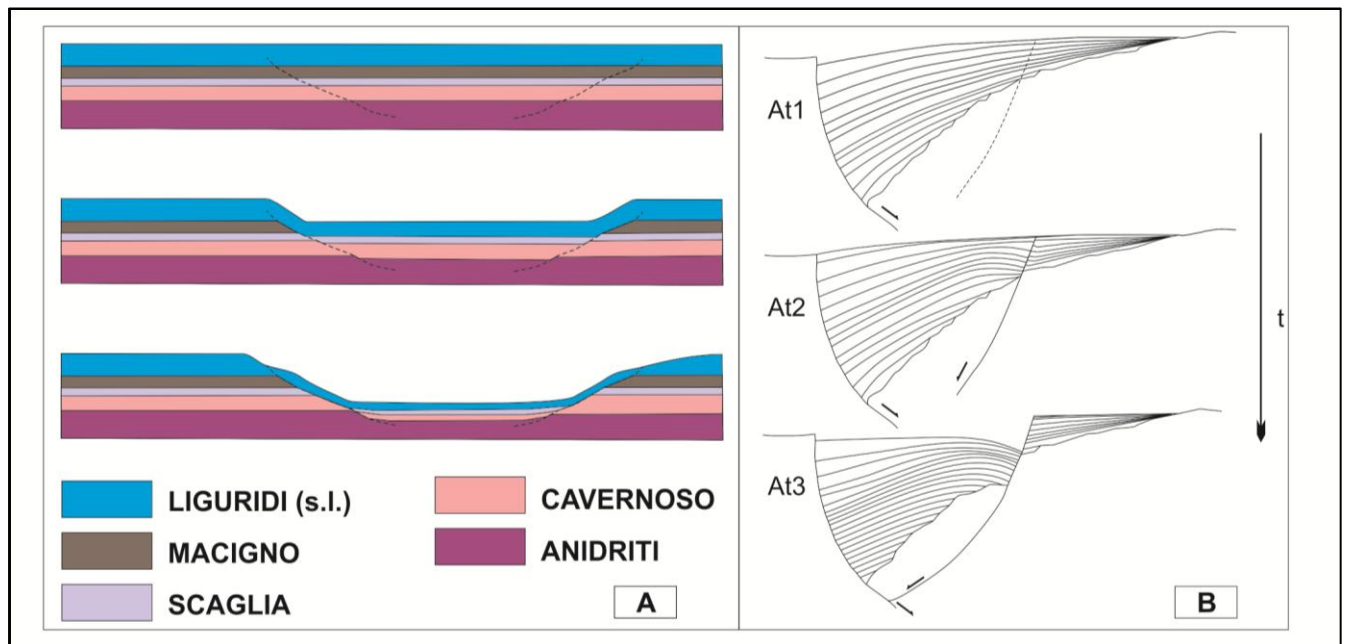


Figura 11 – A) Evoluzione della serie ridotta secondo Bertini et al., (1991) e Decandia et al., (1993). B) Origine delle strutture sinclinate del Neautoctono del bacino della Milia (da Costantini et al., 1995).

In conclusione l'evoluzione deformativa post-collisionale può essere nel complesso sintetizzata in tre principali fasi (Baldi et al., 1994; Dallmeyer et al., 1996).

Durante la prima fase responsabile della genesi della “serie ridotta” le faglie dirette si sviluppano con geometria listrica e tendendo a svilupparsi in profondità fino in corrispondenza delle anidriti triassiche della Falda Toscana non metamorfica. A partire dal Miocene superiore una nuova fase distensiva si esplica mediante sistemi di faglie che interessano, sempre a geometria grossomodo di tipo listrico, i settori più profondi della crosta terrestre arrivando ad coinvolgere i micascisti e le filladi paleozoiche della successione toscana metamorfica (fig. 12)

A seguito dell'evoluzione tettonica si sviluppano infine nuovi sistemi di faglie listriche che originano le fosse tettoniche plioceniche esaurendosi in corrispondenza del passaggio tra la zona fragile e quella duttile della crosta terrestre (Orizzonte K) e dislocando tutte le strutture precedenti. A quest'ultima fase, i cui effetti si sono protratti oltre il Pleistocene, possono essere associati quei sistemi di faglie che, disposti con direzione comprese nell'intervallo N160 – N180, risultano essere quelli più frequenti e

quelli che maggiormente hanno condizionato l'assetto geologico-strutturale dell'area, nonché la relativa evoluzione morfologia.

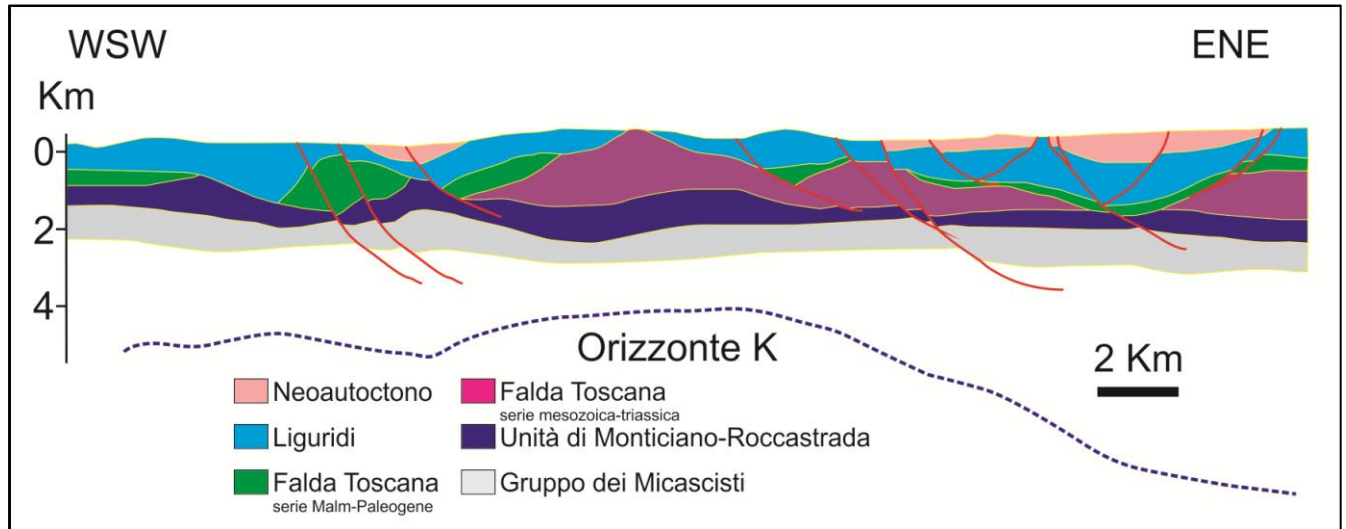


Figura 13 – Caratteri evoluzione della fase distensiva miocenica (da Baldi et al., 1994; modificata).

I sistemi di faglie normali a direzione appenninica sono caratterizzati da rigetti consistenti, anche dell'ordine di centinaia di metri, ed hanno interessato tutte le unità affioranti nel bacino (fig. 13).

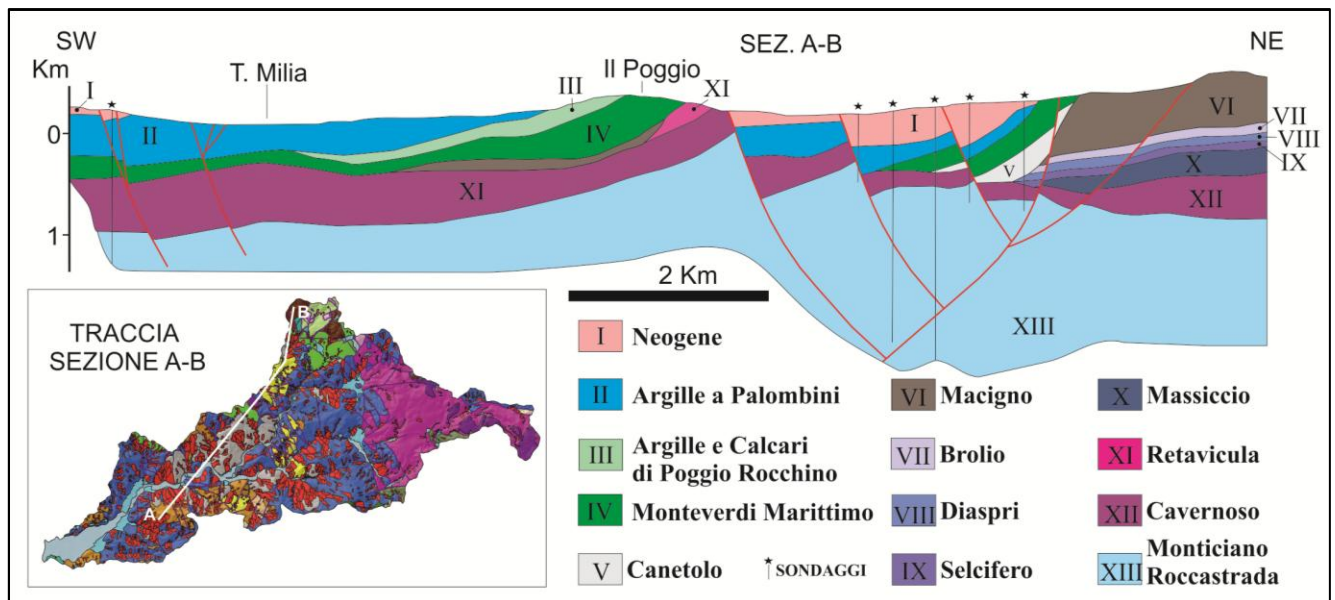


Figura 14 – Sezione geologica lungo la Valle Milia (da Costantini et al., 2000; modificata).

3.2 LITOTIPI AFFIORANTI

Al fine di rendere più comprensibili le fasi e le problematiche che saranno trattate nel corso del presente lavoro e che riguarderanno la costruzione della carta litologica nonché il suo utilizzo nell'analisi della suscettività di frana, le differenti unità tettoniche rilevate nel bacino vengono di seguito descritte sia dal punto di vista litologico che strutturale, seguendo l'ordine di sovrapposizione relativo e procedendo dal basso verso l'alto.

UNITÀ TETTONICA DI MONTICIANO-ROCCA STRADA

L'unità in questione costituisce l'unico affioramento della serie toscana metamorfica e presenta un metamorfismo di medio-basso grado (Costantini et al., 1988; Conti et al., 1991; Elter & Pandelli, 1994). Affiora nei settori orientali del bacino ed è posta a contatto sia con le unità liguri che con la base della Falda Toscana non metamorfica (fig. 9). I litotipi riscontrati per questa unità sono riferibili unicamente alla formazione di Fontalcinaldo.

Formazione di Fontalcinaldo (Paleocene med.? - Eocene inf.) - Gli affioramenti appartenenti a questa formazione sono costituiti da calcescisti di colore verde e rosso-violaceo, intervallati a livelli di marmi a grana fine ove talvolta sono presenti liste e noduli di selce. I calcescisti sono costituiti dalla alternanza di livelli fillosilicatici, a muscovite e clorite, e livelli calcarei a grana fine di spessori centimetrici. Di ambiente pelagico questa formazione è stata correlata agli scisti sericitici dei Monti Pisani (Pandelli et al., 1988). La scarsa presenza di affioramenti idonei non ha consentito di analizzare compiutamente le strutture deformative presenti per questa formazione anche se i campioni osservati a scala macroscopica presentano almeno due diversi sistemi di scistosità.

UNITÀ TOSCANA NON METAMORFICA

La Falda Toscana è caratterizzata all'interno del bacino in massima parte dalle formazioni mesozoiche e carbonatiche che ne costituiscono la parte basale. In particolare la Formazione del Calcare Cavernoso rappresenta quasi l'unica litologia affiorante nei settori orientali dell'area (fig. 10). Le formazioni torbiditiche ed emipelagiche che invece ne costituiscono la parte medio-superiore affiorano unicamente in prossimità delle aree settentrionali del bacino.

Calcare Cavernoso (Carnico - Norico) - Il Calcare Cavernoso è costituito da calcari grigi vacuolari e da una breccia, non stratificata, calcarea-dolomitica ad elementi da centimetrici a decimetrici, consolidati da cemento calcareo. In affioramento i litotipi appartenenti a questa formazione risultano

spesso alterati dai processi connessi con la dissoluzione del carbonato di calcio, ad opera delle acque meteoriche, e si presentano con una colorazione varia che passa dal bianco al giallo, fino al grigio scuro. Il Calcare Cavernoso costituisce il risultato delle trasformazioni epigenetiche a cui è stata soggetta la Formazione anidritica di Burano (Costantini et al., in stampa).

Calcarei a *Rhaetavicula contorta* (Retico) - La facies più diffusa è costituita da calcari e calcari marnosi stratificati, di colore grigio scuro, a granulometria generalmente da media a fine. Raramente sono associati livelli distinti di marne di colore giallo scuro. Gli strati, quando riconoscibili, variano da poche decine di cm di spessore fino al metro e spesso sono caratterizzati da una fitta rete di fratture, riempite da calcite, tale da assumere un aspetto apparentemente brecciato. Il passaggio con la Formazione del Calcare Cavernoso sembra di tipo stratigrafico. Infatti, in corrispondenza della base dei calcari a *Rhaetavicula contorta* l'aspetto litologico tende ad assumere caratteri simili alla formazione sottostante, con la comparsa di strati brecciati ad elementi calcarei e livelli di calcari vacuolari. Verso l'alto la formazione passa per contatto stratigrafico a quella del Calcare Massiccio.

Calcare Massiccio (Hettangiano - Sinemuriano) - Il Calcare Massiccio affiora nell'area con una facies costituita da un calcare saccaroide di colore grigio chiaro, che generalmente risulta privo di stratificazione. Gli affioramenti appaiono spesso caratterizzati da numerosi sistemi di fratture ad alto angolo che si intersecano reciprocamente, denotando una natura probabilmente coniugata rispetto ai processi che le hanno generate. La stratificazione appare vagamente riconoscibile e grossolana soltanto in prossimità del contatto con la Formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* dove sono presenti strati di spessore di qualche decina di cm. Il Calcare Massiccio è presente ad est del bacino soltanto in corrispondenza delle aree bordiere e con affioramenti di ridotte estensioni.

Calcare Selcifero (Lias med. - sup.) - Il Calcare Selcifero è l'unica formazione calcarea affiorante nel bacino ad avere una stratificazione ben marcata. Questa formazione è presente con scarsi affioramenti solo nelle aree settentrionali del bacino dove affiora con una facies caratterizzata da strati calcarenitici e calcilutitici a grana fine, spessi anche un metro e di colore grigio scuro, all'interno dei quali sono frequenti liste e noduli di selce. Raramente sono presenti anche intercalazioni di livelli marnoso-argillosi.

Diaspri (Malm) - Tale formazione è costituita da radiolariti, selci e siltiti grigio-biancastre stratificate in sottili strati generalmente di spessori non superiori a qualche cm. Gli strati sono caratterizzati da un'intensa fratturazione disposta generalmente in modo sub-verticale alla stratificazione, costituita spesso da fratture beanti con valori di apertura dell'ordine dei mm. Ad un'osservazione a mesoscala i

diaspri appaiono interessati da una serie di pieghe non cilindriche, con direzione dei piani assiali estremamente variabile.

Formazione di Brolio (*Cretaceo sup.* - *Oligocene sup.*) - Il litotipo prevalente è caratterizzato da argilliti fissili di colore variabile dal grigio al verde ed al rosso vinato intervallati a strati di calcareniti fini, calcilutiti e calcari silicei in strati medi. Anche la Formazione di Brolio è interessata a mesoscala da almeno due tipologie di pieghe, con direzioni assiali prevalenti di tipo N40 e N160. Tali sistemi di pieghe sono probabilmente associati a strutture plicative secondarie connesse con il sovrascorrimento del Macigno sopra la formazione in questione, che in seguito alla fase appenninica ha agito come un orizzonte di scollamento plastico tra la parte alta della successione toscana e quella mesozoica-triassica.

Macigno(*Oligocene sup.*- *Miocene inf.*) - Il Macigno è costituito da una successione torbiditica quarzoso-feldspatica a granulometria variabile con intervallati non frequenti strati siltitici ed argillitici. Complessivamente si tratta di una sequenza di banchi arenacei spessi anche oltre il metro. Il livello di alterazione ha raggiunto stadi avanzati originando una spessa coltre sabbiosa che ha reso complessa l'osservazione delle caratteristiche strutturali della formazione. Lo stato di alterazione degli affioramenti di Macigno è, infatti, talmente esteso da considerare questa formazione come sub-affiorante. Lo studio complessivo degli scarsi affioramenti ha comunque permesso di notare una variazione della stratificazione che porta a supporre la presenza di più di una fase deformativa connessa molto probabilmente con le fasi plicative sin-collisionali ed il conseguente sviluppo di pieghe a mesoscala.

UNITÀ DI CANETOLO (*Dominio Sub-Ligure*)

Tale unità è stata interessata dal sovrascorrimento delle Liguridi ed è interposta tra queste e la Falda Toscana non metamorfica. L'unità di Canetolo affiora con limitata estensione nei pressi di Monterotondo Marittimo, lungo i settori settentrionali del bacino. L'unica formazione rappresentativa dell'Unità di Canetolo è quella delle Argille e Calcari di Canetolo.

Argille e Calcari di Canetolo (*Paleocene sup.* - *Eocene inf.*) - Il litotipo prevalente è costituito argilliti e siltiti di colore grigio chiaro organizzati in strati, di spessore centimetrino, a cui si alternano strati calcarenitici e calcilutitici di spessore variabile da circa 20 cm a oltre il metro.

L'intenso stato di tettonizzazione della formazione è evidenziato dalla presenza di differenti sistemi di pieghe e dai relativi clivaggi di piano assiale che nelle litologie più fini presentano una fitta spaziatura. Le pieghe quando riconoscibili in affioramento mostrano una geometria non cilindrica con andamenti generalmente di tipo sub-isoclinale.

UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTEVERDI-LANCIAIA (Dominio Ligure)

Appartengono a questa unità le formazioni delle Argilliti e Calcari di Poggio Rocchino e di Monteverdi Marittimo. Entrambe le formazioni sono in contatto tettonico con la formazione delle Argille e Calcari di Canetolo anche se non mancano casi dove queste formazioni sono direttamente a contatto mediante faglie dirette sia con la sequenza cretaceo - paleogenica sia con quella mesozoico - triassica della serie toscana non metamorfica.

Argilliti e Calcari di Poggio Rocchino (Albiano - Turoniano inf.) - Questa formazione è costituita da sottili lamine di argilliti e siltiti di colore nero intervallate a strati centimetrici di calcareniti, calcilutiti e calcarei silicei (a frattura concoide) di colore variabile dal grigio al verde. Gli affioramenti di questa formazione sono ridotti e mai idonei per una dettagliata analisi delle relative strutture deformative, anche se la presenza nei litotipi argillitici di una fitta serie di foliazioni, tale da renderle facilmente suddivisibili in prismi e lamine, porta a supporre comunque la presenza di almeno due fasi di deformazione duttile.

Formazione di Monteverdi Marittimo (Cretaceo sup. - Paleocene inf.) - La Formazione di Monteverdi Marittimo presenta una serie più diffusa di litofacies che comprende calcari marnosi a granulometria fine, marne di colore grigio scuro, areniti marnose e gradate con base arenacea, calcari silicei a frattura concoide e argilliti di colore nero. La sequenza riscontrata è tipica di un flysch calcareo marnoso e la potenza degli strati varia da qualche cm a spessori superiori al metro. In affioramento è stato possibile osservare la presenza di almeno due fasi di piegamento, con pieghe a geometria non cilindrica, aperte e caratterizzate, nei litotipi più grossolani, da ampie cerniere a cui è associato un clivaggio di fratturazione.

UNITÀ OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI (Dominio Ligure)

Il bacino del T. Milia è in prevalenza modellato nell'Unità Ofiolitifera delle Argille a Palombini (fig. 10). I litotipi riscontrati per questa unità sono riferibili unicamente alla omonima formazione, per la quale è stato possibile analizzare più compiutamente le relative caratteristiche strutturali.

Formazione delle Argille a Palombini (Cretaceo inf.) - Tale formazione è associabile al complesso di unità tettoniche che meglio rappresentano i resti del bacino oceanico Ligure-Piemontese e definite col termine di Liguridi Interne (Elter, 1975; Abbate et al., 1980; Marroni et al., 2001). Dal punto di vista litologico la formazione è costituita da argilliti e siltiti di colore grigio, intervallate a calcareniti fine e calcilutiti con spessori degli strati estremamente variabile. La formazione denota complesse strutture

deformative connesse con l'evoluzione pre-collisionale. Alla scala di affioramento si riconosce una prima fase di deformazione duttile caratterizzata da pieghe sub-isoclinali fortemente non-cilindriche, con ispessimento della cerniera e comparsa di *boudinage* e *necking*. Queste pieghe, che presentano una forte dispersione degli assi ed un piano assiale generalmente parallelo alla superficie di strato, coinvolgono le vene di quarzo e calcite formatesi probabilmente a seguito della tettonica di *underthrusting*. Le pieghe appartenenti a questa fase deformativa sono interessate da una foliazione di piano assiale di tipo *slaty cleavage* che si confonde con la superficie di strato lungo i fianchi ma che appare ben evidente nelle zone di cerniera. Nei settori dove affiorano i litotipi più argillitici della formazione le pieghe della prima fase risultano più isoclinali, con superfici di taglio parallele al piano assiale, tanto che una loro individuazione alla scala di affioramento non è immediata.

La successiva fase di piegamento osservabile alla scala di affioramento è caratterizzata da pieghe asimmetriche con cerniere da arrotondate a sub-arrotondate, che presentano assi generalmente sub-orizzontali e disposti con direzione grossomodo NE-SW (fig. 14). Queste pieghe sono spesso interessate da superfici di taglio, interpretate come il risultato delle fasi di estensione a livello superficiale del cuneo di accrezione Ligure-Piemontese (Marroni et al. 2004); fase connessa all'esumazione delle Liguridi Interne.



Figura 15 – Deformazione polifasica osservabile nella Formazione delle Argille a Palombini.

Associato allo sviluppo delle pieghe di questa seconda fase, che si presentano con geometria variabile da stretta ad aperta, appare la foliazione di tipo *crenulation cleavage*. Mentre nei litotipi più argillitici la foliazione è serrata, negli strati più competenti essa risulta poco marcata e posta in evidenza da fratture associate al piano assiale. Talvolta il grado di tettonizzazione appare talmente spinto da conferire agli affioramenti delle Argille a Palombini un aspetto complessivamente caotico.

IL NEOAUTOCTONO

Di seguito vengono riportate le descrizioni litologiche delle varie formazioni appartenenti al Neautoctono (s.l.) considerando in esso anche i depositi recenti ed attuali che caratterizzano il bacino. Le differenti formazioni e le serie più recenti sono descritte seguendo l'ordine temporale di deposizione e procedendo quindi da quelle più antiche verso quelle più giovani.

Conglomerati di Collecchia (Tortoniano sup.) - Sono conglomerati sabbioso ed argillosi di ambiente fluviale spesso matrice sostenuti con una gradazione delle dimensioni dei ciottoli verso l'alto di tipo decrescente. Solo occasionalmente ed in zone più interne della formazione i conglomerati appaiono clasto-sostenuti. I ciottoli sono di dimensioni centimetriche (mediamente dell'ordine di circa 7 cm) e sono generalmente rappresentativi delle litologie appartenenti alla Formazione delle Argille a Palombini, anche se sono riscontrati elementi riferibili a tutte le formazioni liguri e toscane affioranti lungo il bacino. Il colore rosso vinato è caratteristico sia dei ciottoli che della matrice ed è dovuto ai processi di alterazione del contenuto in ferro.

Dal punto di vista stratigrafico questa formazione poggia con contatto discordante su quella delle Argille a Palombini, mentre sono stati osservati in aree limitrofe passaggi laterali di facies nei confronti delle formazioni Argille del Torrente Fosci e Marne a *Bithynia* (Lazzarotto, 1967; Lazzarotto & Mazzanti, 1965; 1978; Bossio et al., 1992 a).

Argille del Torrente Fosci (Tortoniano sup.- Messiniano inf.) - Le argille del T. Fosci sono presenti lungo i settori di fondovalle nei pressi di Montebamboli, con affioramenti poco estesi. La formazione, il cui nome è stato coniato da Bossio et al. (1992a, b), è composta prevalentemente da argille grigiastre al cui interno si riscontrano non di rado livelli sabbioso-conglomeratici ben cementati e classati. Le argille, sovraconsolidate, passano per alternanza alle Marne a *Bithynia*, stratigraficamente soprastanti, tant'è che non è raro il ritrovamento nei livelli superiori di opercoli di *Bithynia*. L'ambiente deposizionale è riferibile al lacustre.

Marne a Bithynia (Tortoniano sup.- Messiniano inf.) - La formazione caratteristica di ambiente lacustre affiora unicamente in corrispondenza delle aree centrali del bacino, in prossimità di Serra Paganico. La facies deposizionale è costituita dall'alternanza di livelli sottili di marne, siltiti calcaree, argille marnose ai quali non frequentemente sono intercalati strati centimetrici di sabbie grossolane e debolmente cementate. Caratteristica è la frequenza di opercoli di *Bithynia*. La serie passa verso l'alto con contatto concordante alla formazione delle Argille della Marsiliana.

Argille della Marsiliana (Tortoniano sup.- Messiniano sup.) - Sono prevalentemente argille-marnose gialle spesso varvate ed intervallate a sabbie gradate, micro-conglomerati e lamine di calcari sabbiosi. La formazione affiora solo in prossimità di Serra Paganico ed è rappresentativa del passaggio da un ambiente lacustre ad uno lagunare fino al marino poco profondo. Nell'area di studio la formazione passa mediante un contatto discordante a quella dei Conglomerati di Montebamboli.

Conglomerati di Montebamboli (Messiniano sup.) - I conglomerati di Montebamboli costituiscono gli affioramenti più estesi del Neogene. Nel bacino sono localizzati prevalentemente nei settori centrali ed occidentali, dove spesso sovrastano mediante contatto stratigrafico discordante sia le diverse formazioni pre-neogeniche e con maggior frequenza quella delle Argille a Palombini, sia quelle neogeniche più antiche. Dal punto di vista litologico questa formazione è costituita da un conglomerato mal classato e matrice sostenuto, di colore rosso scuro. I ciottoli, che presentano un elevato grado di arrotondamento e dimensioni che non di rado raggiungono i 30 cm, sono litologicamente rappresentativi sia delle unità liguri, dove prevalgono gli elementi calcarei, che del Macigno. Spesso all'interno della formazione si riscontrano livelli sabbioso-limosi, limoso-argillosi e argilloso-marnosi, che presentano la stessa colorazione del conglomerato. L'ambiente deposizionale è decisamente fluviale.

Breccia di Grotti (Messiniano sup.) - Questa formazione affiora esclusivamente nei pressi di Niccioleta e nelle aree orientali del bacino, in corrispondenza del bordo meridionale. Dal punto di vista litologico la formazione è costituita da una breccia grossolana e non cementata i cui elementi possono raggiungere dimensioni rilevanti, anche superiori al metro. I litotipi che con maggior frequenza si possono riscontrare come costituenti i clasti della Breccia di Grotti appartengono alle formazioni liguridi e soprattutto a quelle mesozoiche-triassiche della serie toscana non metamorfica; dove il cavernoso costituisce quella predominante. L'ambiente è continentale, la genesi incerta.

Conglomerati di Gambassi Terme (Zancleano) - I conglomerati appartenenti a questa formazione rappresentano i litotipi neogenici più estesi dopo quelli di Montebamboli e si riscontrano lungo la fascia centrale del bacino. Caratterizzati un'alternanza di strati conglomeratici ben classati e strati

sabbiosi, sabbioso limosi ed argilloso-limosi, i depositi di questa formazione rappresentano il risultato dell'ambiente di sedimentazione tipicamente transizionale che per primo ha caratterizzato le aree bordiere dei bacini pliocenici marini. Questa formazione costituisce, infatti, i primi depositi trasgressivi del Pliocene.

I ciottoli dei conglomerati sono caratterizzati da un grado di arrotondamento che varia da ben arrotondato a sub-arrotondato e sono litologicamente rappresentativi in prevalenza delle litologie calcaree appartenenti alle liguridi. I Conglomerati di Gambassi Terme si interdigitano nei settori settentrionali del bacino con livelli, non cartografabili, di areniti ed argille sovraconsolidate riferibili alle formazioni di S. Vivaldo e delle Argille Azzurre che ne rappresentano la variazione eteropica di facies.

Argille Azzurre (Zanclano - Piacenziano) - I litotipi appartenenti a questa formazione sono stati rilevati in modo ben cartografabile solo in corrispondenza di limitati settori nei pressi di Montebamboli. Tali affioramenti sono costituiti da argille grigio-nocciola ben consolidate ove sono non rari livelli sabbiosi e microconglomeratici. L'ambiente deposizionale è quello di passaggio tra la zona di transizione e quella neritica esterna.

Travertini di Massa Marittima (Villafranchiano inf.) - Nell'area indagata i travertini di Massa Marittima, città del grossetano situata solo due chilometri a sud del bacino, sono ubicati in corrispondenza del culmine dei rilievi dello spartiacque meridionale. La facies prevalente è costituita da travertini stromatolitici e in modo subordinato da travertini fitoclastici. La prima è caratterizzata da una genesi connessa con l'attività di alghe che costituivano praterie (stromatoliti) conferendo al deposito un'anisotropia planare ed aspetto laminato. La facies fitoclastica è rappresentativa di una situazione invece marcatamente più dinamica in cui gli steli delle piante venivano incrostatati, rimossi ed accatastati non distante dalla originaria posizione di vita e successivamente rincrostatati e cementati dalle acque idrotermali, che rilasciavano carbonato di calcio per variazioni di pressione e/o temperatura. A differenza della prima facies quella appena descritta presenta una porosità marcata. La genesi è di ambiente continentale di tipo lacustre ove confluivano acque termali ricche di bicarbonato di calcio. La datazione di questa formazione è stata riferita al Villafranchiano inferiore grazie allo studio dei reperti vegetali ritrovati all'interno del travertino (Brandi et al., 1968).

Argille sabbiose del Podere Bellavista (Villafranchiano sup.) - Sono argille giallo-rossastre con rari livelli di argille sabbiose che affiorano solamente in corrispondenza del bordo meridionale del bacino, dove sono presenti i travertini di Massa Marittima. Rispetto a quest'ultimi, i lembi delle argille del

Podere Bellavista giacciono in discordanza stratigrafica e sono caratterizzati da spessori complessivi assai ridotti. L'ambiente deposizionale è continentale, di tipo lacustre.

Alluvioni Terrazzate (Pleistocene sup.? - Olocene) - Caratterizzano i versanti del bacino a quote differenti e spesso sono caratterizzati da conglomerati, a matrice sabbiosa, ben classati con ciottoli di dimensioni centimetriche e litologicamente rappresentative delle litologie affioranti lungo il bacino. In alcuni casi i depositi in questione non sono cartografabili in quanto ammantano per uno spessore assai ridotto le superfici dei versanti che sono state erose dall'azione fluviale o sono rappresentati solamente da alcuni ciottoli e lembi sabbiosi dai quali sub-affiorano le formazioni pre-neogeniche.

Alluvioni Recenti ed attuali - Presenti nei settori di fondovalle ed in particolar modo nelle aree medio-occidentali del bacino, le alluvioni attuali e recenti sono caratterizzate da una notevole variazione eteropica di facies che vede il passaggio di ghiaie ben classate di dimensioni dell'ordine di una decina di cm, facies di canale, a sabbie, sabbie limose e limi argillosi di esondazione.

3.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il rilevamento geomorfologico è stato eseguito con il principale scopo di realizzare un inventario dei fenomeni franosi adeguato ad un'analisi statistica della suscettività. Particolare attenzione è stata quindi rivolta verso tutti quei processi che hanno condizionato l'instabilità dei versanti e che nel futuro possono favorire un'evoluzione gravitativa degli stessi, connessa con lo sviluppo di fenomeni franosi. Tuttavia, data la frequenza con cui sono state osservate alcune morfologie, è stato ritenuto opportuno estendere la seguente trattazione anche a quei processi morfogenetici che, seppur non direttamente correlati con lo sviluppo di frane, hanno intensamente condizionato l'aspetto del paesaggio. Vengono di seguito descritte le forme ed i processi che risultano prevalere, o sono risultati prevalenti, nel caratterizzare la morfologia del bacino.

3.3.1 MORFOLOGIA STRUTTURALE

L'evoluzione tettonica dell'area, correlata sia con l'accavallamento delle diverse unità tettoniche sia con il successivo sviluppo di strutture di tipo distensivo, ha condizionato fortemente la morfogenesi soprattutto nei settori settentrionali e centro-orientali del bacino. In particolare, nei settori prossimi all'abitato di Monterotondo Marittimo dove sono a contatto per sovrascorrimento la formazione del Macigno e quella di Monteverdi Marittimo, i processi di morfoselezione hanno agito nell'exasperare le differenze litologiche tra le due formazioni, costruendo versanti con forme aspre e pendenze elevate nel Macigno e pendii meno acclivi nelle litologie argillitico-calcaree della Formazione di Monteverdi

Marittimo. In quest'area, soprattutto a ridosso dei settori del bacino posti sullo spartiacque settentrionale, è possibile osservare come anche la tettonica distensiva pliocenica, connessa con lo sviluppo di faglie normali ad alto angolo, abbia condizionato non poco la morfogenesi del paesaggio. Le forme strutturali riscontrabili lungo il versante sud-occidentale del M. Il Monte (754,8 m) sono costituiti da una serie di faccette trapezoidali che, impostate sul Macigno, si allineano proprio in corrispondenza di un'importante dislocazione tettonica (fig. 15).

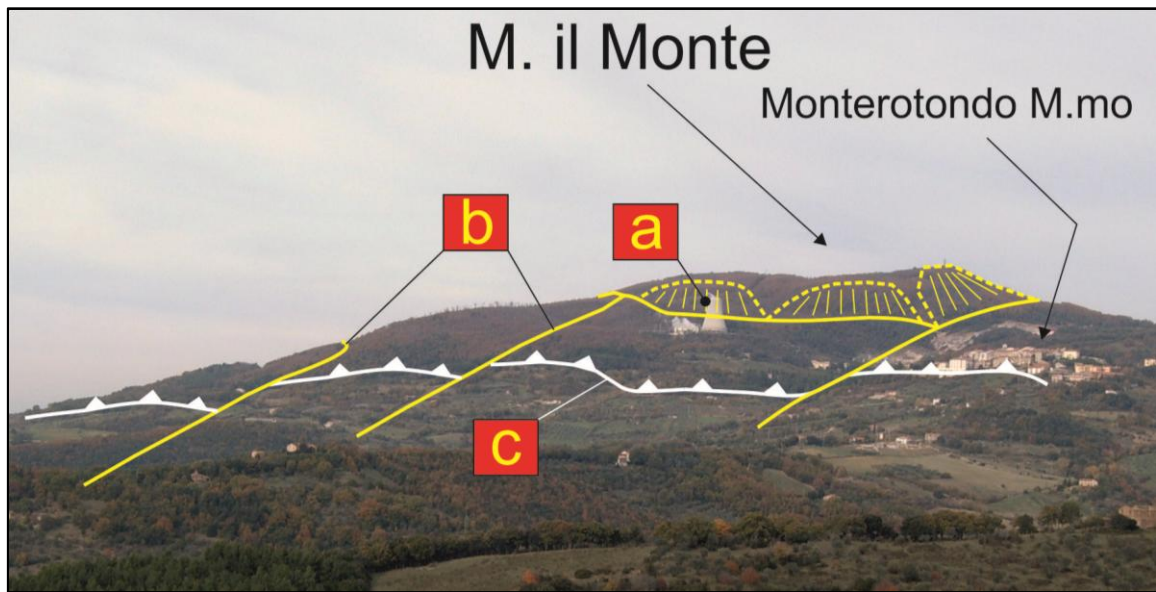


Figura 16 – Faccette trapezoidali in prossimità del contatto tettonico tra il Macigno e la Formazione di Monteverdi Marittimo.

Un simile contrasto morfologico è stato osservato anche nei settori centro-orientali del bacino, dove affiorano direttamente a contatto i litotipi appartenenti alla Formazione delle Argille a Palombini e quelli relativi alle formazioni calcareo-mesozoiche della Falda Toscana. In queste zone, il passaggio tra le due differenti litologie è caratterizzato da un ancor più alto contrasto morfologico per il quale le forme di un paesaggio prettamente collinare riscontrabile nei settori modellati nelle argilliti passano in modo brusco, nelle aree dove affiorano le formazioni calcaree, a quelle di un paesaggio caratterizzato da pendenze sempre più elevate. Tale passaggio coincide con la presenza di una serie di faglie normali disposte con direzione approssimativamente di tipo NNW-SSE, in corrispondenza delle quali sono presenti alcune faccette triangolari e trapezoidali che caratterizzano le formazioni calcaree mesozoiche (fig. 16).

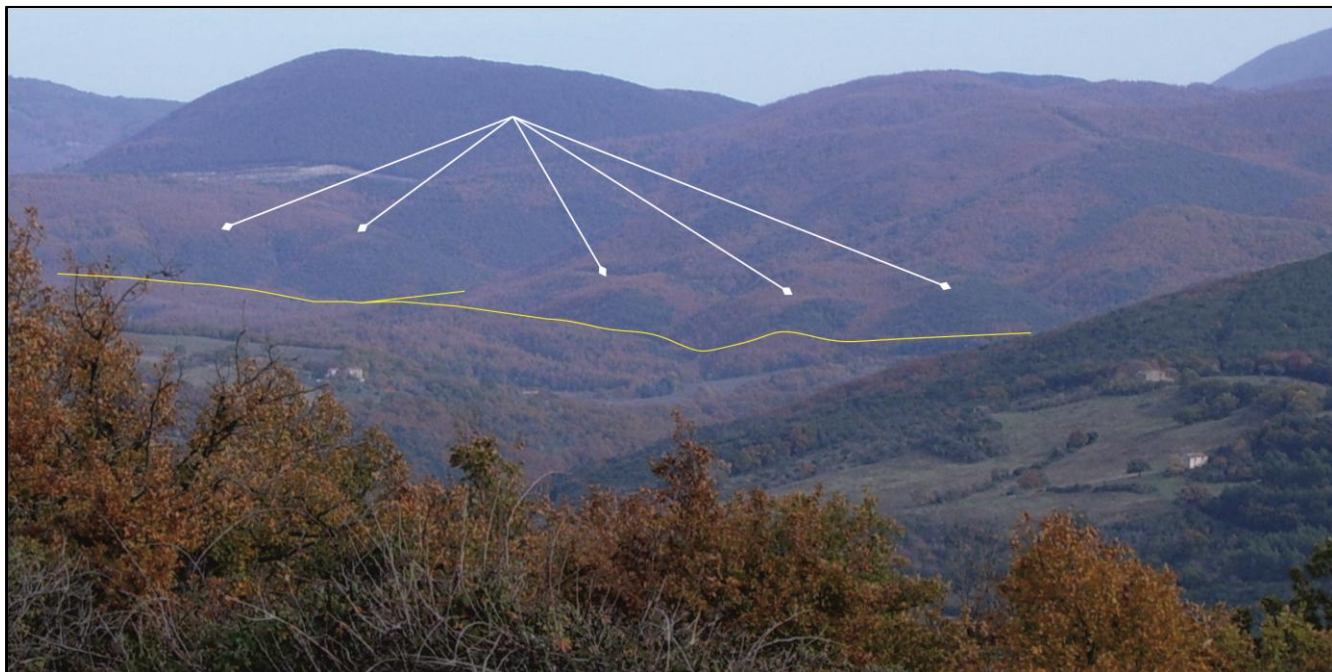


Figure 17 – Faccette triangolari che marcano il contatto tettonico tra il Calcare Cavernoso e la Formazione delle Argille a Palombini.

Il ridotto stato di degradazione di questi morfotipi appare di particolare interesse nell’ottica di una ricostruzione dell’evoluzione tettonica dell’area. La “freschezza” delle faccette triangolari e trapezoidali osservate nei settori centro-orientali del bacino sembrerebbe suggerire, infatti, un’attività tettonica non troppo antica.

3.3.2 IDROGRAFIA E MORFOLOGIA FLUVIALE

Il T. Milia scorre grossomodo da NE verso SW, con un pattern inizialmente di tipo confinato e sub-rettilineo per evolvere in uno parzialmente confinato di tipo *wandering* a media sinuosità di Billi (1988). Secondo la classificazione proposta da Schumm (in Reading, 1996) la Milia può essere considerata, per il tratto medio-terminale, come un tipico *Coarse-Grained Bedload River* di tipo 4, nel quale il carico solido risulta costituito prevalentemente da ghiaie e sabbie grossolane, mentre nei settori centro-orientali i processi deposizionali risultano scarsi o assenti.

La distribuzione della rete idrografica non è simmetrica. La parte del bacino che viene drenata dagli affluenti di destra rappresenta circa un terzo dell’area totale, mentre quella drenata dagli affluenti di sinistra idrografica costituisce i restanti due terzi (fig. 17).

I principali affluenti di destra idrografica della Milia sono, procedendo da valle verso monte, il Torrente Trogolo, il Fosso Ulivella, il Botro Siliano ed il Botro delle Palaie. In corrispondenza del

pianoro del Pod. Cugnanone il T. Milia si suddivide verso monte in due principali torrenti, dalla confluenza dei quali esso si origina. Questi sono: il Botro della Buca dei Falchi ed il Botro del Castello. Procedendo sempre da valle verso monte, i principali affluenti di sinistra idrografica sono: Il Torrente Caglio, il Fosso del Castello, il Fosso delle Buche ed il Torrente Riotorto. Secondo la caratterizzazione proposta da Strahler (1952), quest'ultimo torrente assume una gerarchia di quarto ordine e costituisce assieme alla Milia, che assume nei settori medio-bassi un ordine di quinto grado, uno dei principali elementi idrografici del bacino. Il Torrente Riotorto drena un bacino idrografico che ha un'estensione di circa 1/3 rispetto a quella che caratterizza l'area in esame.

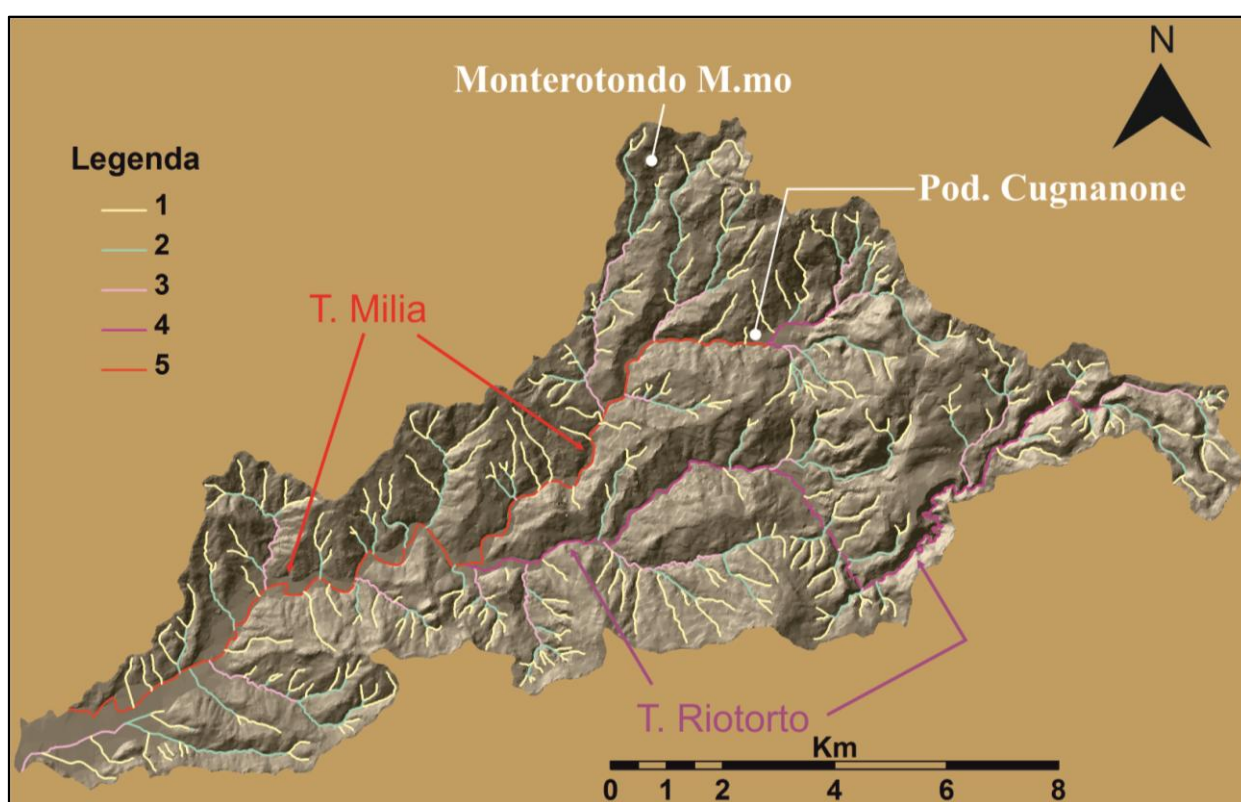


Figura 18 – Il reticolo idrografico del bacino della Milia e suddivisione in ordini dei relativi elementi secondo la classificazione proposta da Strahler (1952).

L'area di studio presenta lungo il proprio sviluppo numerose forme d'erosione e deposizione fluviale e svariate morfologie connesse direttamente con i processi di dilavamento diffuso e concentrato. Le forme direttamente correlabili all'evoluzione della rete idrografica sono presenti sia lungo i versanti del T. Milia che in corrispondenza di quelli relativi ai rispettivi affluenti. Di fatto, sono numerosi le superfici sub-pianeggianti che dislocate a differenti altitudini possono essere direttamente connesse con

la genesi fluviale (fig. 18). Nei settori prossimi all'abitato di Monterotondo Marittimo, ad esempio, sono state osservate alcune superfici sub-pianeggianti che si distribuiscono ad altitudini comprese tra 450 e 350 metri e sono situate ad un'altezza massima di circa 112 metri dall'attuale fondovalle. Tali superfici, caratterizzate da depositi sabbioso-ghiaiosi per spessori variabili tra circa 7 e 15 metri, rappresentano antichi livelli di aggradazione fluviale e costituiscono almeno sei differenti ordini di terrazzi. Quelli più alti non presentano degli orli di scarpata ben definiti, giacché il passaggio morfologico tra la parte sub-pianeggiante ed il tratto di versante sottostante avviene in modo blando, ma comunque denotano un'estensione della superficie sub-pianeggiante assai rilevante, anche dell'ordine di qualche centinaio di ettari, tale da renderli facilmente individuabili lungo i versanti.

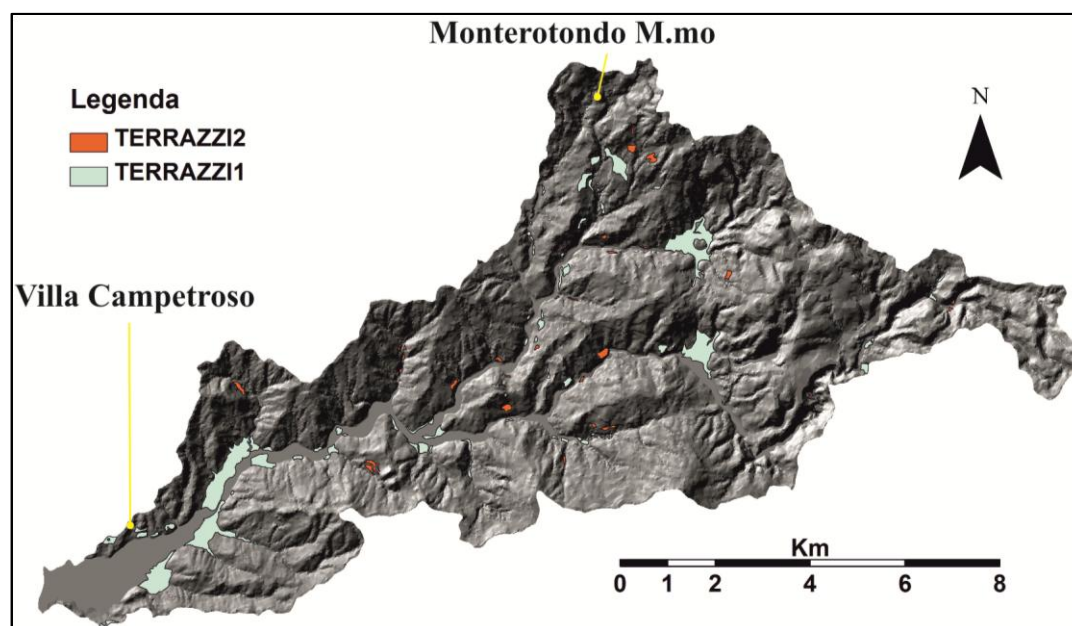


Figura 19 – Superfici terrazzate di origine fluviale (Terrazzi2, terrazzi in roccia; Terrazzi1, terrazzi in depositi alluvionali).

Nei settori prossimi allo sbocco della valle nei pressi di Villa Campetroso sono stati rilevati terrazzi fluviali disposti a gradinata lungo il versante che sono caratterizzati da orli di scarpata di erosione ben definiti. Questi rappresentano almeno due differenti fasi di aggradazione ed erosione e si dispongono ad una quota di circa 90 e 60 metri rispettivamente. Il terrazzo più alto è ubicato sul versante ad una altezza massima di circa 45 metri dall'attuale pianura alluvionale e denota uno stato di alterazione apparentemente spinto. Qui, le ghiaie generalmente poligeniche e rappresentative delle litologie affioranti lungo il bacino sono immerse in una matrice sabbioso-limosa che assume tonalità che variano

progressivamente da un rosso più o meno intenso, caratteristico dei primi 70 cm circa, ad un giallo-rossastro che raggiunge settori i più profondi (fig. 19).



Figura 110 – Depositi alluvionali del terrazzo di Villa Campetoso.

Tali depositi appaiono inoltre caratterizzati da un grado di cementazione discontinuo che si sviluppa prevalentemente in corrispondenza delle facies più grossolane e meglio classate.

Il confronto tra il terrazzo appena descritto e quelli rilevati nei settori centro-orientali del bacino ad altezze simili rispetto al fondovalle porta a riconoscere un differente stato di alterazione degli stessi, più evidente per quelli occidentali e quasi assente per quelli orientali. Questo differente stato di alterazione è stato osservato anche tra il terrazzo più alto di Villa Campetoso e quello più basso, che non mostra particolari segni di alterazione dei depositi. Lembi terrazzati bordano in modo discontinuo le alluvioni attuali e recenti della Milia lungo quasi tutto il suo sviluppo.

Mentre l'origine fluviale appare ovvia per quelle superfici terrazzate che presentano l'affioramento di spesse sequenze alluvionali, per quelle forme sub-pianeggianti che, dislocate a quote diverse lungo il bacino, non presentano una spessa serie di depositi ghiaioso-sabbiosi, una loro genesi connessa con l'evoluzione del reticolo fluviale non è immediata. Lungo i settori centro-orientali sono presenti, infatti, numerose superfici terrazzate che, ubicate a quote simili ma anche inferiori a quelle dei terrazzi fluviali con deposito, non sono caratterizzate dalla presenza di una evidente copertura alluvionale ma dal sub-

affioramento dei litotipi che caratterizzano i versanti. Particolari elementi morfologici pongono in evidenza come l'origine di queste superfici terrazzate sia in realtà correlabile con una fase fluviale di erosione laterale dei versanti, avvenuta in seguito all'abbassamento del livello di base del T. Milia. In particolare, la presenza di alcune scarpate di erosione, ubicate in corrispondenza delle superfici in questione e la disposizione di queste superfici terrazzate dolcemente degradanti verso il fondovalle, con direzioni di massima pendenza ortogonali rispetto all'asse della valle, fanno propendere per una loro origine simile ai terrazzi fluviali di Howard (1958) e Bull (1990) (*Fillstrath Terrace*). Secondo questi autori la stasi o il rallentamento di una fase di incisione può consentire ad un'asta fluviale, tramite l'evoluzione della propria posizione, di erodere lateralmente estese sequenze alluvionali di terrazzi più antichi, dando origine così, in seguito alla ripresa dell'erosione verticale, a superfici sub-pianeggianti terrazzate e sopraelevate rispetto al nuovo livello di base. I terrazzi in questione sono quindi attribuibili ad una genesi comunque fluviale, simile a quella dei *Fillstrath Terrace*, dove però l'erosione laterale si concentra lungo versanti dando origine a terrazzi in roccia (*Strath Terrace*). A conferma di ciò è opportuno sottolineare come siano stati riscontrati, seppur in modo sporadico, alcuni sottili lembi residuali di ciottoli e sabbie proprio al disopra delle superfici terrazzate in questione.

I terrazzi in roccia rilevati all'interno del bacino sono frequentemente associati ad altre forme di erosione fluviale che, poste nelle aree di raccordo tra le relative superfici sub-pianeggianti ed i settori del versante ubicati immediatamente a monte di queste, possono essere considerate rappresentative di un antico pattern fluviale di tipo meandriforme. Di fatto, gli orli di scarpate di erosione fluviale associati ai terrazzi in questione sono generalmente caratterizzati da una forte concavità rivolta verso l'attuale corso d'acqua e sono rappresentativi di come l'azione erosiva fluviale si sia esplicata nel momento in cui le superfici sub-pianeggianti dei terrazzi in roccia costituivano il momentaneo e locale livello di base (fig. 20). La presenza di un pattern fluviale di tipo meandriforme in sistemi fluviali caratterizzati da un trasporto solido prevalentemente ghiaioso è considerato da Schumm (1993) anomalo e rappresentativo di una complessa risposta del sistema fluviale alle perturbazioni indotte da un abbassamento repentino del relativo livello di base. In particolare, la presenza di queste morfologie associate ai terrazzi in roccia può indicare come dopo ogni arresto la successiva ripresa dell'incisione si sia esplicata in modo repentino tanto da indurre inizialmente la Milia a cercare di raggiungere un nuovo profilo di equilibrio, variando il relativo pattern fluviale da uno a bassa sinuosità (più affine ad un trasporto solido di tipo ghiaioso) in uno meandriforme, con conseguente erosione laterale dei versanti.

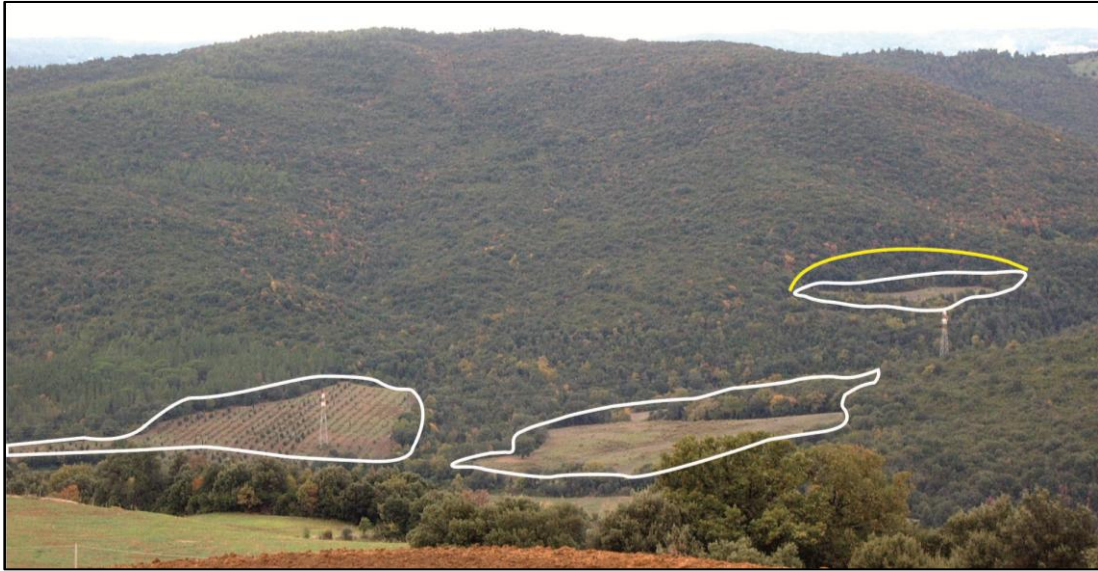


Figura 20 – Terrazzi in roccia presenti in prossimità della confluenza tra il T. Riotorto e la Milia (in bianco i limiti dei ripiani in roccia, in giallo la scarpata di erosione fluviale).

Tale evoluzione del reticolo fluviale può essere prettamente associata a quella di una attività tettonica connessa con il sollevamento dei settori nord-orientali del bacino, soprattutto in considerazione sia delle forme strutturali precedentemente descritte sia di come i terrazzi fluviali rilevati si distribuiscono lungo lo sviluppo delle valli. Infatti, anche se è sempre difficile correlare differenti lembi terrazzati che sono ubicati a distanze chilometriche, tutti i terrazzi rilevati assumono tra loro andamenti di tipo convergente, passando dai settori orientali verso quelli sud-occidentali. (fig. 21).

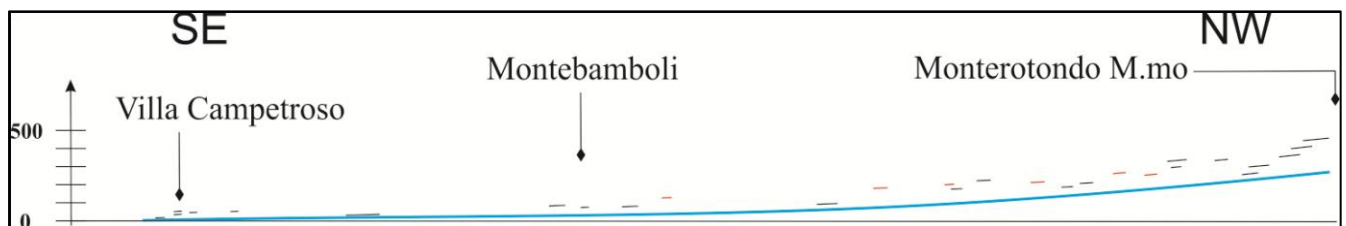


Figura 21 – Andamento convergente dei terrazzi fluviali lungo il T. Milia (in rosso i terrazzi in roccia).

La differenza tra i due settori è evidente soprattutto per il numero complessivo di ordini che decresce, lungo lo sviluppo della Milia, da monte verso valle. L'analisi delle relazioni esistenti tra queste superfici terrazzate e le fasi di sovralluvionamento ed erosione connesse con l'evoluzione del livello di base del T. Milia, porta a considerare un'evoluzione del reticolo fluviale condizionata dai processi tettonici di sollevamento differenziale, che si sono esplicitati lungo i settori nord-orientali del bacino.

L'impronta della tettonica sull'evoluzione fluviale dell'area è ben visibile anche lungo l'attuale corso del T. Milia e dei suoi affluenti.

L'attuale dinamica fluviale vede il concentrarsi dei processi deposizionali prevalentemente lungo i settori di sbocco dal bacino, mentre in quelli settentrionali ed orientali sono preponderanti quelli erosivi. Tutti gli affluenti della Milia, infatti, sono perlopiù incassati in vallecole a V e scorrono o su piccoli lembi di depositi alluvionali attuali, o sul substrato roccioso. La stessa Milia, a pochi chilometri a sud di Monterotondo Marittimo, scorre prevalentemente incassata nei litotipi argilloso-calcarei della Formazione delle Argille a Palombini. Da questi settori verso monte il T. Milia si suddivide in torrenti di ordine inferiore che evidenziano ancora di più una evoluzione connessa con l'incisione verticale tanto che la maggior parte di questi è definita con il termine "botro". Lo sviluppo di alcuni di questi affluenti è stato, inoltre, decisamente influenzato dalla presenza di elementi tettonici. I torrenti di secondo e terzo ordine che scorrono nei settori settentrionali del bacino si dispongono, infatti, in corrispondenza delle faglie e dei sovrascorrimenti ivi presenti.

Nelle aree centrali ed orientali invece la rete idrografica denota uno sviluppo generale di tipo sub-dendritico, con andamento anti-appenninico, in cui gli elementi di ordine superiore al primo tagliano le principali strutture tettoniche.

Nei settori orientali, dove affiorano i litotipi carbonatici della serie toscana non metamorfica, i torrenti hanno fortemente inciso il basamento roccioso costruendo delle forre profonde diverse decine di metri, in corrispondenza delle quali sono presenti numerose piccole cascate. Il sollevamento differenziale dei settori in questione appare qui non del tutto assorbito dalla rete idrografica.

Correlabile con il generale sollevamento dei settori orientali del bacino appare inoltre l'evoluzione del T. Riotorto che in fase di erosione regressiva si è prolungato verso le aree orientali dando origine alla cattura fluviale del T. di Niccioleta. Il fenomeno di cattura è testimoniato dalla presenza di depositi alluvionali terrazzati che sono situati in corrispondenza della vallecola del T. Riotorto ma in concomitanza dello spartiacque meridionale del bacino. Tali depositi sono in continuità con quelli che caratterizzano la parte alta del T. Niccioleta, fuori dall'area di studio, e la loro genesi non può essere che attribuita all'azione dello stesso T. Niccioleta quando, in tempi non recenti, defluiva dai settori attualmente pertinenti al bacino della Milia.

Fenomeni di cattura e migrazione sono stati documentati in aree limitrofe a quella in esame ed imputate all'evoluzione tettonica pleistocenica connessa appunto con sollevamenti differenziali (Tongiorgi, 1957; Bossio et al., 1994).

3.3.3 MORFOLOGIA CARSICA

Le morfologie legate alla dissoluzione delle rocce carbonatiche sono molto diffuse nei settori del bacino dove affiorano le formazioni mesozoico-triassiche della serie toscana non metamorfica,. Tra le forme carsiche osservate, quelle che si propongono con maggior frequenza sono le micro-forme originate dal defluire delle acque meteoriche sulle superfici calcaree più acclivi.

Le morfologie carsiche di dimensioni maggiori invece tendono ad essere localizzate prevalentemente in quei settori dove le condizioni litologiche e tettoniche hanno agito come fattore predisponente il loro sviluppo. In tal senso, è stata osservata una certa relazione tra lo sviluppo di alcune di questi morfotipi e la presenza di faglie trastensive che hanno coinvolto sia le litologie calcaree del Cavernoso che i litotipi appartenenti alle unità sub-liguri.

Micro-forme

Le micro-forme carsiche osservate con maggior frequenza sono quelle definite a “doccia”. Queste sono caratterizzate da una serie di solchi a base concava, profondi da pochi millimetri fino a qualche centimetro, intervallati a creste smussate che ne seguono l’andamento lungo la parete calcarea.

Le superfici levigate (*Planar Belts*) di Williams e Ford (1989) sono invece quelle meno frequenti. Caratterizzate da superfici rocciose fortemente lisciate, dove talvolta si può rilevare la presenza di blande ondulazioni a sviluppo verticale, tali forme vengono assimilate a strutture embrionali dei solchi a “doccia” sopra descritti. Infatti, secondo alcuni autori (Bogli 1960; Perna & Sauro 1978; Williams & Ford 1989) la differente genesi delle due tipologie può essere ricollegata al diverso comportamento idraulico assunto delle acque superficiali durante il deflusso, dove lo strato scorrente di tipo laminare, responsabile della formazione delle superfici levigate, si evolve inevitabilmente nel tempo organizzandosi in filetti più concentrati, favorendo così una corrosione di tipo lineare e la genesi di docce carsiche.

Macro-forme

Le macro-forme più frequenti sono rappresentate dalle doline. Queste, caratterizzano prevalentemente le formazioni calcaree della serie toscana non metamorfica anche se alcune doline sono state osservate sia in concomitanza delle liguridi esterne che in affioramenti non carbonatici. Forme circolari ed imbutiformi di dimensioni comprese tra i 30-50 metri di diametro e 10-30 metri circa di profondità sono state di fatto riscontrate in corrispondenza di affioramenti di diaspri nei settori di confine del bacino ubicati a nord di Monterotondo Marittimo. In questi settori, poco distante dalle doline affiorano sottostanti ai diaspri i terreni carbonatici delle formazioni toscane mesozoiche non metamorfiche. I diaspri si presentano qui con spessori apparentemente non superiori a qualche decina di metri ed

intensamente fratturati. A causa molto probabilmente della presenza di numerosi elementi tettonico-disgiuntivi, che hanno interessato quest'area del bacino, lo stato di fratturazione dei diaspri è tale che in affioramento gli strati si scompaginano in elementi di dimensioni centimetriche senza alcun particolare sforzo. Dal punto di vista morfologico, quindi, le forme rilevate ed associate ai processi carsici possono essere considerate come elementi originati dalla subsidenza, per la continua dissoluzione, dei terreni calcarei sottostanti ed in particolare, vista la scarsa compattezza degli affioramenti dei diaspri, possono essere considerati non tanto dissimili, per genesi, alle doline alluvionali del Castiglioni (1986).

Tra le forme cartografate come doline spicca in evidenza, sia per le dimensioni sia per l'ubicazione in zone facilmente raggiungibili, la depressione situata a quota 610 m circa, in prossimità dell'abitato di Monterotondo Marittimo. Questa è raggiungibile percorrendo la strada statale 398 per circa 2 Km ad est dell'abitato e mostra una forma tendenzialmente sub-ellittica, con diametri massimo e minimo di circa 520 m e 190 m rispettivamente. La profondità di questa dolina non supera i 10 metri ed al proprio interno affiorano depositi residuali tipici dell'alterazione carsica. Anche in questo caso la presenza di un quadro strutturale complesso, nel quale si intrecciano più lineamenti tettonici, può aver facilitato la genesi della forma carsica appena descritta e soprattutto il suo notevole sviluppo areale. L'associazione tra forme carsiche e lineamenti tettonici appare più evidente per le serie di piccole doline che, sviluppatesi all'interno del Calcare Cavernoso, si allineano in corrispondenza o in prossimità dei vari sistemi di faglie.

Nei settori orientali del bacino sono stati individuati inoltre alcuni elementi morfologici il cui sviluppo è stato paragonato a quella delle classiche valli morte. Tali forme, costituite da vallecole, si realizzano in senso longitudinale secondo una direzione grosso modo anti-appenninica e si impostano prevalentemente sui terreni appartenenti alla Formazione del Calcare Cavernoso. In tutte le vallecole rilevate, lo scorrimento delle acque superficiali avviene esclusivamente nei periodi di massima intensità pluviometrica, e si realizza solamente tramite la formazione di un effimero rigagnolo.

L'affioramento dei terreni maggiormente sensibili ai processi di dissoluzione calcarea, e l'assenza di un reticolo idrografico ben definito, ha portato quindi a supporre uno sviluppo tipicamente carsico di queste morfologie.

3.3.4 MORFOLOGIA GRAVITATIVA

Le forme gravitative sono decisamente quelle più frequenti nel bacino. Lo studio dei processi che hanno caratterizzato la morfogenesi gravitativa dei versanti e l'analisi di quelli attualmente attivi ha consentito di definire complessivamente una serie di fattori che possono essere considerati tra i

maggior responsabili dell'assetto morfologico rilevato. L'analisi comparata tra le forme gravitative e le altre differenti morfologie ha consentito, inoltre, di effettuare alcune considerazioni circa gli stadi evolutivi che hanno caratterizzato l'evoluzione morfogenetica dell'area.

a) Le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV)

Benché sia stata spesso osservata l'occorrenza dei fenomeni franosi in corrispondenza di DGPV e siano state ipotizzate relazioni tra le due differenti morfologie gravitative (Crosta, 1996; Brideau et al., 2005; Pánek et al., 2009; Kellerer-Pirklbauer et al., 2010) questi morfotipi sono stati scarsamente utilizzati come fattore predisponente nella zonazione della suscettività di frana a livello di bacino. Il legame tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana non è stato univocamente ancora definito con certezza (Bisci et al., 1996; Sorriso-Valvo et al., 1999; D'Amato Avanzi et al., 2003). Tuttavia in alcuni casi è stato evidenziato come la situazione creatasi nei versanti con lo sviluppo delle DGPV e la genesi di nuovi sistemi di fratture possa costituire un importante fattore predisponente il successivo sviluppo di frane (Federici et al., 2001, 2003, 2005, 2007; Capitani, 2010).

La considerazione di una evoluzione delle DGPV connessa con lo sviluppo successivo di fenomeni franosi, assume, quindi, un'importanza rilevante per quanto concerne la pianificazione territoriale e la prevenzione dal rischio geomorfologico. Nel presente studio è stato perciò ritenuto opportuno estendere l'analisi geomorfologica anche a questi morfotipi, che spesso risultano di non facile individuazione e soprattutto di non immediata distinzione da quei fenomeni franosi contraddistinti da dimensioni rilevanti e da una cinematica lenta. Sebbene, infatti, le DGPV siano ampiamente studiate da oltre cinquanta anni e definite in molti settori del mondo, rimangono in essere ancora alcune problematiche non risolte per quanto riguarda i meccanismi con cui queste si esplicano e che dovrebbero contraddistinguerle dalle frane (Apuani et al., 2007; Bachmann et al., 2009). In particolare, lo sviluppo di una o più superfici di scorrimento ben definite, che dovrebbe distinguere le frane dalle DGPV, è stata ritenuta possibile anche per quest'ultime (Agliardi et al., 2001; Crosta & Agliardi, 2002; Stead et al., 2006; El Bedoui et al., 2009), come evoluzione di quel processo di creeping, che generalmente viene considerato il meccanismo principale con cui si esplica la deformazione gravitativa profonda nei versanti (Zischinsky, 1966; Bisci et al., 1996; Kinakin & Stead, 2005; Audemard et al., 2010). Viceversa, il creeping è stato anche attribuito allo sviluppo di quelle frane, definite come “confinare”, che non mostrano effettivamente una superficie di rottura ben definita (Hutchinson, 1988; Cruden & Varnes, 1993). Visto comunque il sufficiente accordo che esiste nell'ambito della ricerca scientifica sulla definizione di DGPV, come lenta deformazione che si esplica in estesi settori del versante e che

genera elementi morfologici secondari come sdoppiamento di creste, trincee, aree a contropendenza e scarpate, utili per il loro riconoscimento, nel presente studio la distinzione tra deformazione gravitativa e frana è stata effettuata solamente su base morfologica.

I processi di deformazione gravitativa profonda si sono esplicati, sui versanti sia di destra che di sinistra idrografica del T. Milia, esclusivamente lungo i settori centrali del bacino e coinvolgendo in prevalenza la Formazione delle Argille a Palombini (fig. 22). L'allineamento degli elementi morfologici appartenenti alle deformazioni gravitative profonde in rapporto alle direzioni mostrate dai sistemi di fratturazione, sia appenninico che anti-appenninico, porta a supporre come gli effetti relativi all'evoluzione tettonica dell'area abbiano avuto un ruolo notevole nello sviluppo di questi morfotipi; il controllo esercitato dalla tettonica sulla genesi delle DGPV è stato abbondantemente appurato in molte parti del mondo ed in diverse condizioni (Caredio et al. 1996; D'Amato Avanzi et al. 1997; Crosta & Zanchi, 2000; Agliardi et al. 2001; Agliardi et al. 2009; Delgado et al. 2011). La singolare concentrazione delle forme in discussione può essere attribuibile, infatti, sia alla maggiore frequenza dei sistemi di faglie che con direzione NE-SW e NW-SE caratterizzano il tratto centrale del bacino, sia alla prevalente direzione di sviluppo del T. Milia che a seguito del relativo abbassamento di livello di base ha inciso i versanti in modo obliquo rispetto agli stessi elementi tettonici.



Figura 22 – Versante in DGPV lungo i settori centrali del bacino.

Questa situazione deve aver agito con maggior efficacia rispetto alle aree orientali del bacino nello “svincolare” parte dei versanti e rendendo questi maggiormente sensibili alle vicende connesse sia con

il generale sollevamento tettonico sia con la conseguente evoluzione del reticolo fluviale. In definitiva, il sollevamento tettonico dell'area associato ad un conseguente abbassamento del reticolo idrografico ha agito nell'incrementare il disequilibrio gravitativo dei versanti che, essendo in questi settori del bacino maggiormente interessati dalla presenza di faglie con direzione obliqua rispetto a quella assunta dal T. Milia, hanno risposto tramite lo sviluppo di DGPV. Nei settori orientali i sistemi di faglie prevalenti sono invece quelli caratterizzati da direzioni grossomodo appenniniche. I corsi d'acqua principali si dispongono rispetto a queste in maniera grossomodo ortogonale costituendo una situazione non propriamente favorevole alla genesi dei morfotipi.

Per una più ampia comprensione delle cause che hanno influenzato la genesi ed la successiva evoluzione di questi morfotipi appare di particolare interesse l'analisi del complesso di deformazioni profonde che caratterizza il versante di destra idrografica della Milia in corrispondenza del podere Poggio alla Pietra, a circa 2 Km a sud-ovest di Monterotondo Marittimo. Il tratto di versante in questione risulta interrotto da estesi ripiani, da scarpate morfologiche allungate parallelamente al versante (fig. 23), da aree a contropendenza e da una serie di depressioni allungate, disposte perpendicolarmente alla direzione di massima acclività. Quest'ultime sono presenti nei settori più alti del versante, ad una quota media di circa 370 e 320 m, dove assumono le caratteristiche di piccole vallecole a fondo piatto, parzialmente o totalmente riempite da depositi eluvio-colluviali.

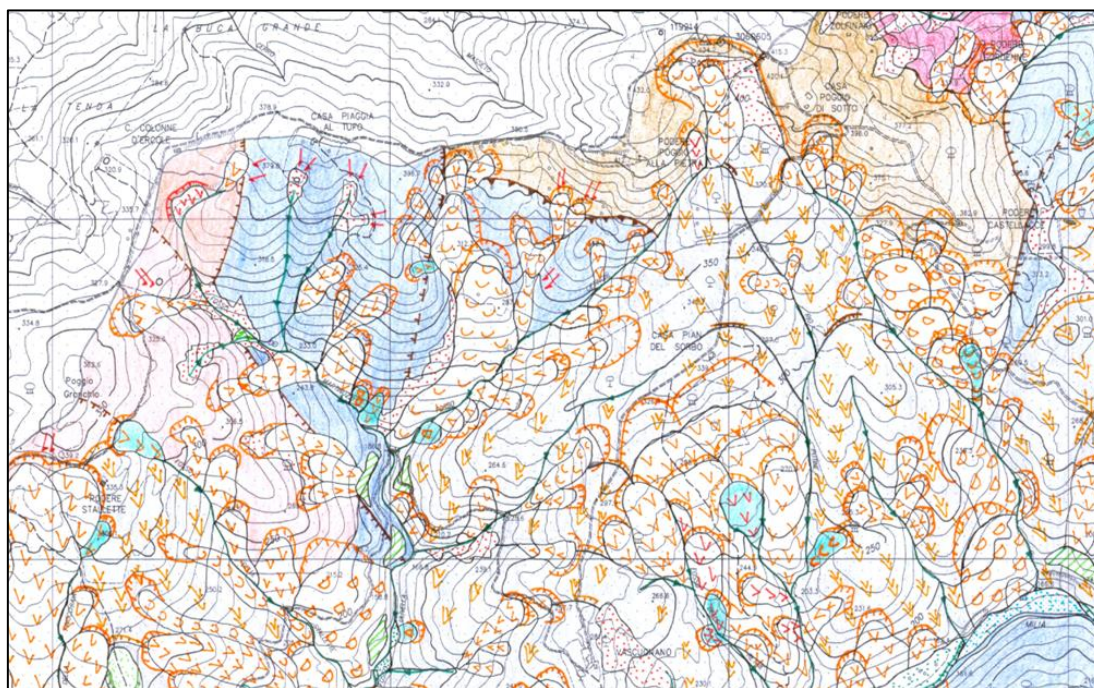


Figura 23 – La serie di DGPV che caratterizzano il versante meridionale di Poggio alla Pietra

Le depressioni, che delimitano superiormente aree caratterizzate da evidenti convessità, sono disposte con l'asse di maggior allungamento secondo direzioni NW-SE e NE-SW, presentando lunghezze rispettivamente di 50 e 30 m ed una larghezza media di circa 20 m. Queste forme sono state ritenute appartenere ai morfotipi che caratterizzano, come espressione superficiale, le deformazioni gravitative profonde di versante (Hutchinson, 1988; Bovis & Evans, 1996; Julian & Anthony, 1996; Tibaldi et al 2004; Ambrosi & Crosta, 2006; Hippolyte et al, 2006) e che, nella letteratura scientifica, sono comunemente conosciute col termine di "trincee" (Dramis, 1984; Dramis et al. 1987). Il processo di deformazione osservato nell'area di studio è scomponibile in più fenomeni distinti, sulla base della presenza di estese superfici in roccia a bassa acclività, che sono caratterizzate in alcuni casi da inclinazioni rivolte verso il fondovalle e in altri da contropendenze. In particolare, mentre trincee osservate nei settori più alti individuano il limite superiore di distinte aree soggette a DGPV, dove la deformazione complessiva è risultata minima, i ripiani in roccia che sono ubicati a quote inferiori identificano morfologicamente la parte sommitale di ulteriori blocchi in deformazione che, a differenza dei primi, hanno subito un movimento complessivo rilevante.

Nell'insieme sono stati osservati 8 settori del versante che sono stati soggetti a movimenti tra loro differenziali. Quattro aree in DGPV caratterizzano il versante nella parte medio-bassa da quote di circa 290 m fino al fondovalle, dove le incisioni vallive che si sono originate lungo i bordi dei rispettivi ripiani in roccia si collegano, come affluenti di sinistra, al Torrente Milia. Le DGPV che presentano le trincee precedentemente descritte coinvolgono invece il versante esaminato nei settori posti a quote più elevate rispetto alle forme precedenti, sovrastando i ripiani in roccia delle deformazioni gravitative profonde che hanno interessato le zone meridionali dell'area.

Nel complesso i morfotipi in questione sono associabili a tipologie di *sackung* e *block slide* (Zischinsky, 1966, 1969; Sorriso-Valvo, 1988; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Cruden & Varnes, 1996), dove i primi sono individuati superiormente dalle trincee osservate nei settori più alti del versante, mentre i *block slide* (o scorrimenti di roccia in blocco) sono delimitati verso l'alto dai ripiani in roccia che ne definiscono le "testate".

Per quanto concerne lo stato di attività, nonostante le difficoltà dell'argomento, possono essere tentate alcune considerazioni soprattutto per i *sackung*, dove le trincee appaiono riempite quasi totalmente da depositi detritici e le scarpate ad esse associate risultano degradate e smussate. Tali indizi porterebbero a considerare lo stato di attività di queste morfologie prevalentemente di tipo quiescente. Per gli scorrimenti di roccia in blocco la definizione dello stato di attività appare di difficile valutazione sia a

causa dello sviluppo di frane, che si sono sviluppate attestandosi sui ripiani di alcune di queste forme, sia per la presenza di detrito eluvio-colluviale che ha coperto le zone di raccordo tra la parte alta di questi morfotipi ed il versante.

Di più facile interpretazione appare invece lo stile di attività con cui la deformazione si è propagata verso valle. La presenza di lembi residuali di scarpate poste in corrispondenza delle aree soggette a *sackung* e soprastanti i *block slide*, la cui genesi è ad esse associata, pone in evidenza il trend evolutivo con cui tali morfotipi si sono sviluppati.

L'origine degli scorrimenti di roccia in blocco, che caratterizzano la parte medio-bassa del versante, deve essere collegata ad una fase progressiva dei fenomeni di *sackung* giacché, in caso contrario, occorrerebbe ammettere un'evoluzione dello stile deformativo, lungo il versante, dallo stato fragile a quello duttile. D'altro canto, la possibilità che un *sackung*, o parte di esso, possa invece volgere in *block slide* è stata ampiamente dimostrata, attraverso studi di laboratorio e modelli sia fisici che numerici, ammettendo il passaggio da una deformazione inizialmente lenta, per creeping, ad un progressivo aumento, per creeping accelerato, fino alla rottura che può avvenire lungo una o più superfici di scorrimento (Boukharov & Chanda, 1995; Agliardi et al. 2001; Bachmann et al. 2004; Lebourg et al., 2005; Bachmann et al. 2006; Jomard et al., 2007; El Bedoui et al. 2009;).

Nella genesi delle DGPV osservate e soprattutto nella loro evoluzione l'erosione fluviale esercitata alla base del versante appare certamente di non secondaria importanza. Tra i fenomeni ritenuti predisponenti la genesi delle deformazioni gravitative profonde di versante quello connesso con l'incisione esercitata dalle aste fluviali è stato ampiamente descritto in molte aree (Parise et al. 1997; Sorriso-Valvo et al. 1999; Kellogg et al. 2001; Pánek et al. 2011). Nell'area in questione è plausibile considerare questo importante processo morfogenetico soprattutto per la genesi dei *block slide*. Il rapido abbassamento del livello di base del Torrente Milia ha generato un disequilibrio gravitativo che potrebbe essere stato assorbito, nei versanti già soggetti a *sackung*, lungo superfici di rottura a basso angolo, dando origine a rapidi movimenti differenziali e ai numerosi scorrimenti di roccia in blocco. Il fatto che, per le DGPV osservate, sia gli elementi morfologici (trincee, scarpate e ripiani in roccia) che quelli strutturali (superfici di taglio a basso angolo) si siano disposti secondo direzioni parallele allo sviluppo vallivo, con dei movimenti lungo direttrici parallele al massimo pendio, potrebbe indicare una loro evoluzione anche in relazione alle mutate condizioni dell'equilibrio gravitativo del versante connesse con l'incisione fluviale. L'evoluzione del reticolo fluviale è testimoniata dai numerosi terrazzi di erosione posti a circa 30-10 m al disopra sia dell'alveo del Torrente Milia che dei rispettivi affluenti di destra. Quest'ultimi dimostrano come le perturbazioni del livello di base della Milia si sono

propagate verso monte coinvolgendo gran parte degli elementi idrografici di ordine inferiore. L'alveo del Torrente Ulivella appare ancora oggi in una fase di forte incisione e le ultime perturbazioni subite dal reticolo fluviale devono ancora essere completamente assorbite soprattutto lungo il profilo dei solchi vallivi, che denotano forte approfondimento dell'alveo, verso monte, solamente fino a quote di circa 200-240 m. Anche per quanto concerne la genesi delle frane che caratterizzano la parte medio-bassa delle DGPV rilevate, l'evoluzione della rete idrografica ha certamente giocato un ruolo non secondario.

Un altro caso che merita di essere analizzato è rappresentato dalle deformazioni gravitative profonde che caratterizzano i versanti sia di destra che di sinistra idrografica del T. Riotorto lungo il tratto situato immediatamente poco a monte rispetto alla confluenza con il T. Milia. Questi morfotipi denotano elementi peculiari, tra cui spicca per estensione la trincea di circa 450 m che delimita superiormente la DGPV situata più a nord, e la presenza di una serie di terrazzi, sia in roccia che in deposito. Quest'ultimi morfotipi testimoniano come lo sviluppo verticale del T. Riotorto sia stato non trascurabile, circa 40 m, e come anche i rispettivi affluenti siano stati a loro volta indotti all'incisione. L'abbassamento del reticolo fluviale oltre a sollecitare lo sviluppo delle deformazioni gravitative profonde rilevate per quest'area deve aver avuto anche un ruolo certamente non secondario nel condizionare l'evoluzione gravitativa a cui le stesse sono state successivamente soggette.

b) Le frane

L'assetto morfologico dell'area pur essendo complesso ed articolato è comunque quasi totalmente caratterizzato dalle forme gravitative connesse con lo sviluppo dei fenomeni franosi. Le frane osservate occupano, infatti, una superficie di circa 24,7 km² e rappresentando circa il 24 % dell'intera area di studio. Nel complesso sono stati rilevati 2.072 fenomeni franosi che sono stati raggruppati in tre principali tipologie: scorrimento traslativo (1.577), colamento (155), scorrimento rotazionale (307) e crollo (33). Tra queste, 128 traslative, 31 colamenti e 46 rotazionali sono avvenute successivamente al 1975, di cui 7 fenomeni franosi (4 traslativi, 1 colamento e 2 rotazionali) sono occorsi successivamente al 2006. L'assenza di fenomeni franosi rappresentativi delle tipologie di crollo per la sequenza temporale successiva al 1975, ha condizionato la realizzazione di carte della suscettività per questo tipo di frane. Data, infatti, l'impossibilità di usare un gruppo di frane per la validazione dei modelli rigorosamente indipendente da quello usato per la loro costruzione, è stato ritenuto opportuno non realizzare l'analisi della suscettività per questa tipologia. Seppur non utilizzate nelle fasi successive, le

frane di crollo saranno descritte di seguito in quanto la loro genesi è comunque testimone di processi che attualmente sono responsabili dell'evoluzione gravitativa di altre tipologie di frane.

È indispensabile ricordare che la classificazione dei fenomeni franosi con cui sono state definite le tipologie sopra citate è avvenuta in considerazione del fatto che nel presente studio sono trattati gli orli di scarpata di frana come rappresentazione grafica della variabile dipendente e che quindi le frane complesse sono state attribuite ad una delle classi trattate in base al movimento principale che è stato ritenuto prevalere in corrispondenza delle aree sorgenti. Inoltre, le distribuzioni delle differenti tipologie di frana, in relazione alle litologie affioranti, saranno trattate successivamente all'interno del capitolo che riguarda la definizione dei fattori ritenuti predisponenti.

Crolli

Le frane di crollo si sono sviluppate unicamente in corrispondenza delle rocce carbonatiche appartenenti alle serie toscane non metamorfiche ed in particolare lungo le forre che caratterizzano il settore orientale del bacino. Le frane di crollo che sono state rilevate in queste aree sono caratterizzate da nicchie di distacco molto estese e da corpi di frana generalmente ridotti od assenti. Questo sbilanciamento tra le forme erosive e deposizionali è stato osservato per la maggior parte delle frane di crollo ed è imputabile ai processi erosivi che hanno interessato i relativi depositi. Lungo i settori orientali del bacino, infatti, sono stati osservati processi di erosione laterale dei depositi in questione che si esplicano con particolare intensità solamente in condizioni di estrema piovosità.

Anche la genesi di questi fenomeni gravitativi può essere correlata con l'azione fluviale. La distribuzione delle frane di crollo risulta, infatti, generalmente concentrata in corrispondenza delle aree esterne dei meandri.

Lungo i settori centrali del T. Riotorto, dove il torrente scorre prevalentemente incassato nella roccia, alcuni corpi di frana sono sospesi anche di circa 7 metri rispetto all'attuale fondovalle. Vista l'evoluzione a cui è soggetto questo torrente proprio nei settori orientali del bacino, è probabile che le forme gravitative sospese siano relative a processi di breve ma importante rallentamento dell'incisione fluviale, con l'inizio di una fase di prevalente erosione laterale e formazione dei terrazzi in roccia.

Scorrimenti traslativi

Gli scorrimenti traslativi sono i fenomeni franosi più frequenti nell'area di studio. Questi risultano i primi sia per numero di casi rilevati che per estensione complessiva della superficie coinvolta. Sebbene

gli scorrimenti traslativi coprano il 58% della superficie totale del bacino soggetta a frana, essi sono comunque caratterizzati da una dimensione media decisamente inferiore rispetto a quella delle altre tipologie di frana. Soprattutto per quanto riguarda le dimensioni degli orli di scarpata quelle delle frane traslative presentano una media di circa 149,6 m, con una deviazione standard di 68,5 m. Non mancano comunque casi in cui tali morfotipi presentano dimensioni rilevanti, condizionando pesantemente il paesaggio di interi versanti (fig. 24).

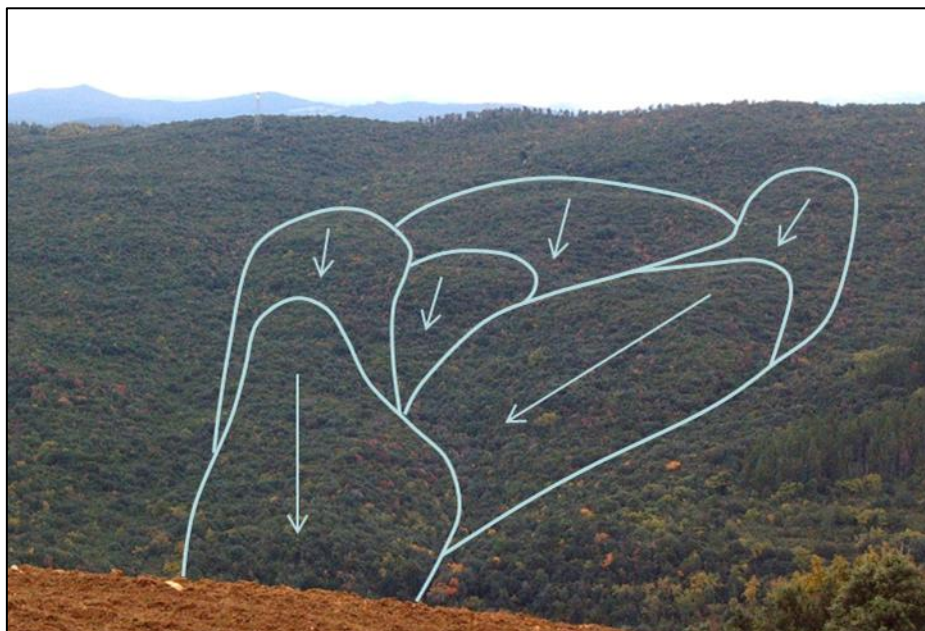


Figura 24 – Frane traslative in destra idrografica del T. Milia nei pressi della confluenza con il T. Riotorto.

Gli scorrimenti traslativi sono distribuiti in modo abbastanza uniforme lungo il bacino tranne che per i settori orientali dove a causa della presenza di affioramenti carbonatici delle formazioni toscane non metamorfiche risultano meno frequenti rispetto alle altre aree rilevate. È stata osservata una certa frequenza nello sviluppo delle forme in discussione in corrispondenza dei corpi delle frane più vecchie. Tale caratteristica contraddistingue anche la distribuzione delle frane appartenenti alle altre tipologie ad esclusione di quelle di crollo.

Non di rado le frane inserite in questa classe risultano caratterizzate da uno stile di attività in cui nei settori di distacco il fenomeno franoso si origina come un iniziale scorrimento traslativo puro, per poi evolvere in un colamento nei settori al piede. I fenomeni franosi che possono essere attribuiti ad un unico movimento planare sono in genere confinati lungo i settori del versante posti in prossimità delle aste torrentizie, dove molto probabilmente l'azione erosiva esercitata dai corsi d'acqua ha agito nel

creare le condizioni per il loro sviluppo. La relazione tra l'azione fluviale e la genesi di questa tipologia di frana è chiara per quei fenomeni franosi che si sono sviluppati nei versanti posti in prossimità dei torrenti e in particolare lungo i settori esterni dei meandri, dove l'erosione laterale costituisce certamente il principale processo morfogenetico. Anche per quelle frane di grosse dimensioni che mostrano una evoluzione cinematica complessa, con un'iniziale e prevalente scorrimento traslativo localizzato nei settori di testata, l'azione fluviale sembra essere stata decisamente non trascurabile. Questo ad esempio è il caso del complesso di frane che si è sviluppato in corrispondenza del versante di destra della Milia nei settori del bacino posti poco più a valle di Montebamboli (fig. 25).

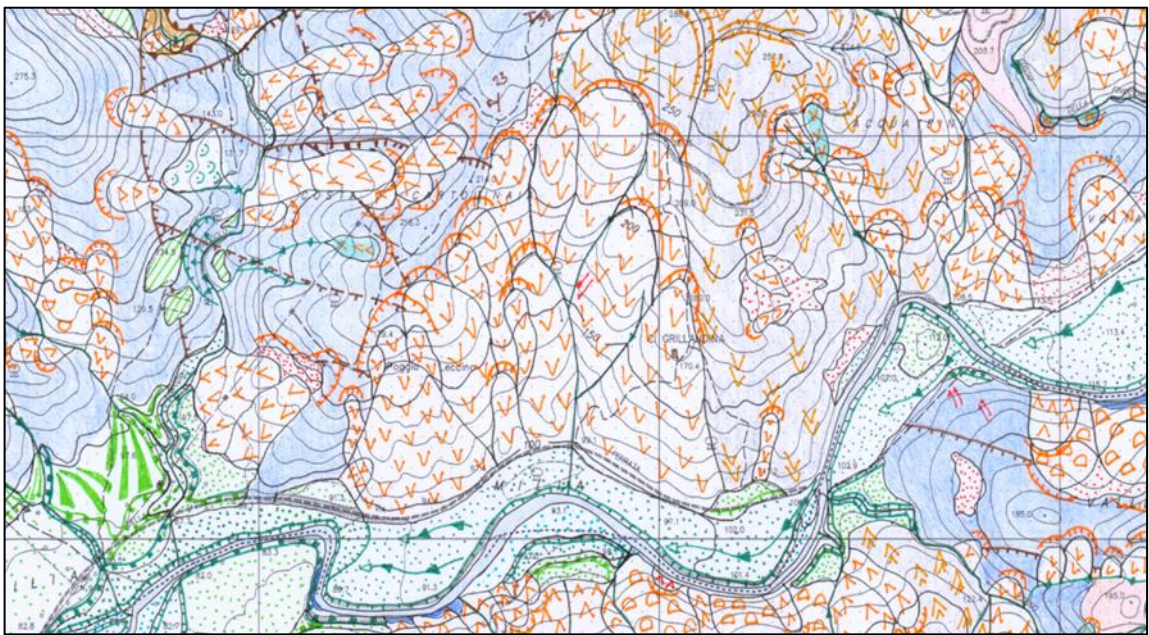


Figura 25 – Frane traslative a “grappolo” in corrispondenza dei settori del fondovalle soggetti attualmente all'azione erosiva da parte del T. Milia.

Lo sviluppo delle frane in questione, che si è esplicato con una struttura a “grappolo”, ha interessato un tratto del versante in parte in DGPV dove affiorano le Argille a Palombini. La presenza di terrazzi fluviali posti sia sul versante di sinistra idrografica che in quello di destra e la particolare disposizione delle frane che bordano il complesso in esame, che in parte si appoggiano sopra alcune di queste forme fluviali terrazzate, portano a prendere in considerazione l'evoluzione gravitativa di questo settore proprio in rapporto ad una fase immediatamente successiva a quella connessa con l'abbassamento del livello di base della Milia. In questa fase il versante può essere stato soggetto allo sviluppo ulteriore di

situato poco a sud-ovest di Montebamboli, dove sono state riscontrate morfologie rappresentative di un'attività periodica dei processi gravitativi, correlabile sia con un lento ma continuo scorrimento profondo dei corpi di frana sia con una fase di regressione delle relative nicchie di distacco. Tali indizi sono costituiti prevalentemente da una serie di fratture di tensione che caratterizzano con andamento ortogonale alla direzione di massima pendenza soprattutto i settori medio-alti dei vari corpi di frana e le relative scarpate.

Le forme osservate tendono in alcuni casi ad assumere andamenti arcuati, con concavità rivolta verso le aree basse del versante, ed appaiono spesso caratterizzate dalla presenza di piccoli ribassamenti che coinvolgono dei settori posti immediatamente a valle (fig. 27a). Nei settori dei corpi di frana prossimi al fondovalle sono invece stati osservati fenomeni di *bulging*, ovvero fenomeni di rigonfiamento del versante, che devono essersi esplicitati in tempi non troppo lontani, giacché la vegetazione più recente sembra non adeguarsi alle nuove condizioni morfologiche.

I versanti coinvolti in questi movimenti fortunatamente non sono abitati e l'attività antropica è unicamente di tipo faunistico-venatoria. Tuttavia, una variazione dell'attività di queste forme, da una caratterizzata da lenti e periodici movimenti ad una connessa con il collasso improvviso dell'intero corpo di frana, o di parte di esso, potrebbe causare effetti di sbarramento del Fosso Caglio ed una conseguente situazione di rischio delle aree abitate poste poco più a valle lungo il torrente.

Generalmente le frane di scorrimento traslativo sono caratterizzate da spostamenti complessivi dei rispettivi corpi di frana ridotti e mediamente compresi entro poche decine di metri. Il ribassamento tra la testata e la corona di frana appare ridotto anche per quei fenomeni franosi che osservati direttamente in campagna si sono sviluppati successivamente al 1975 (fig. 27b).



Figura 27 – A) Ribassamenti decimetrici in corrispondenza dei corpi di frana attivi. B) Recente frana di scorrimento traslativo. Lo spostamento complessivo tra la testa del corpo di frana e la relativa corona appare contenuto.

Scorrimenti rotazionali

Gli scorrimenti rotazionali sono i fenomeni franosi più frequenti dopo quelli traslativi. Queste forme gravitative risultano interessare complessivamente il 34% della superficie totale del bacino coinvolta dai fenomeni franosi e sono caratterizzate da una dimensione media decisamente superiore a quella degli altri morfotipi gravitativi. Le dimensioni degli orli di scarpata sono distribuite attorno ad una media di circa 227 m, con una deviazione standard di 107,7 m.

Gli scorrimenti rotazionali sono le forme gravitative più facilmente distinguibili dagli altri fenomeni franosi in quanto sono caratterizzati da peculiari aspetti morfologici che ne testimoniano una genesi strettamente correlata con lo sviluppo di una o più superfici di scivolamento di forma concava. Gli indizi prevalenti che testimoniano la genesi di uno scorrimento rotazionale è in *primis* la presenza nei settori di testata del corpo di frana di aree poste in contropendenza rispetto al naturale sviluppo del versante, dove possono originarsi temporanei ristagni d'acqua in occasione di eventi piovosi di una certa consistenza. Un secondo importante elemento diagnostico è costituito dalla forma a “poltrona” che presentano le aree di distacco, soprattutto nel caso in cui lo spostamento della parte di versante in frana non sia stato consistente (fig. 28). Molto spesso quest'ultimo indizio è il solo che può essere utilizzato nella discriminazione delle frane di scorrimento rotazionale, giacché i processi che si instaurano successivamente alla genesi del fenomeno franoso e connessi con la degradazione della parte esposta della superficie di rottura tendono a ricoprire le aree di testata, annullando le originarie contropendenze.



Figura 28 – Frana di scorrimento rotazionale lungo i settori di fondovalle della Milia, in prossimità del Pod. Cugnanone

Anche per gli scorrimenti rotazionali di grosse dimensioni possono essere complessivamente riconosciuti stili di attività complessi. L’iniziale movimento rotazionale in genere tende ad evolvere in colamento lungo i settori al piede a causa probabilmente di quei processi di compressione che si instaurano in queste aree del corpo di frana e che incrementano la pressione del contenuto di acqua. Nel bacino della Milia, tale evoluzione appare correlata con l’entità dello spostamento complessivo che ha caratterizzato la massa coinvolta nella frana, dove maggiori sono le dimensioni e lo spostamento del corpo di frana e maggiore è la frequenza di un’evoluzione complessa della tipologia di movimento.

Un altro tipo di evoluzione è rappresentato dallo sviluppo, successivamente all’innesco della frana, di numerose superfici di scorrimento rotazionale che sono testimoniate, lungo tutto il corpo di frana, dalla presenza di svariati ripiani disposti a cascata e caratterizzati da forti contropendenze. Questo tipo di scorrimenti rotazionali (rotazionali multipli) sono stati osservati prevalentemente lungo i versanti posti in corrispondenza della confluenza di due aste torrentizie, dove l’evoluzione progressiva è probabilmente correlabile con la continua erosione esercitata al piede della frana.

In una prima analisi l’azione esplicata dai principali elementi idrografici sembra essere uno dei principali fattori predisponenti la distribuzione anche per quei fenomeni franosi che possono essere attribuiti ad uno stile di attività non complesso. Questi, di dimensioni generalmente assai ridotte

rispetto ai fenomeni di scorrimento rotazionale multiplo, sono frequenti, infatti, proprio in prossimità degli elementi idrografici principali e sono riconducibili a singoli eventi di collasso improvviso dei versanti. In queste aree inoltre si concentrano i fenomeni ritenuti attivi e quelli che si sono attivati più recentemente.

Come per gli scorrimenti traslativi anche quelli in discussione tendono a generarsi dai corpi di frana più antichi e dalle DGPV. Inoltre appare possibile una correlazione tra lo sviluppo di queste forme e la presenza di elementi tettonici (fig. 29).

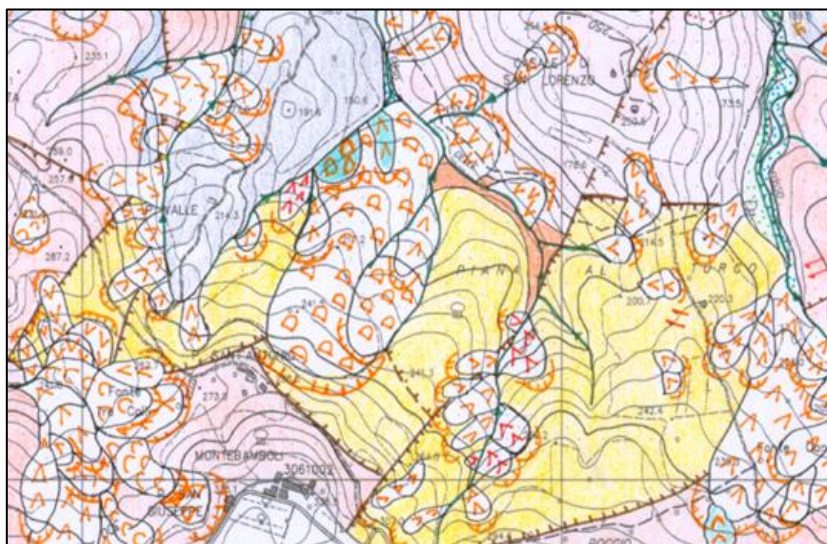


Figura 29 – Scorrimenti rotazionali sul versante settentrionale di Montebamboli.

Colamenti

I fenomeni di colamento costituiscono la tipologia di frana meno frequente. Queste forme gravitative risultano interessare complessivamente solo il 7% dell'area totale soggetta a frana e sono caratterizzate da una dimensione intermedia rispetto alle forme appena descritte ma comunque più affine ai fenomeni di scorrimento traslativo che a quelli rotazionali. Le dimensioni degli orli di scarpata sono infatti distribuite attorno ad una media di circa 170 m, con una deviazione standard di 66 m.

Questi fenomeni generalmente interessano litotipi a componente argillitica anche se alcuni casi sono stati riscontrati in corrispondenza delle litologie carbonatiche della successione toscana non metamorfica. Lo sviluppo di tali fenomeni in litologie carbonatiche è attribuibile sia ai processi tettonici che a quelli di dissoluzione dei carbonati che hanno agito in molti settori orientali del bacino

nel predisporre i versanti alla formazione di uno spesso regolite, dove si sono accumulati nel tempo quei minerali più argillosi che sono presenti come impurità nei calcari.

I fenomeni franosi si sono sviluppati in prevalenza lungo i settori dei versanti caratterizzati da basse e medie acclività e sembrano appartenere generalmente alla tipologia dei colamenti lenti (fig. 30).



Figura 11 – Frane di colamento sui versanti, modellati nella Formazione delle Argille a Palombini, posti nei pressi di Monterotondo Marittimo.

Anche le frane che sono state cartografate come attive mostrano forme che sono state considerate come l'espressione superficiale di un movimento lento e probabilmente periodico, caratterizzato dall'occorrenza di brevi fasi di attività, alternate a momenti prolungati di quiescenza. Queste, infatti, presentano una serie di rigonfiamenti del terreno a forma lobata e dossi che si sviluppano con geometria arcuata a concavità rivolta verso le quote più elevate del versante.

Le frane di colamento sia di grosse dimensioni che più piccole sembrano svilupparsi rispetto alle altre tipologie descritte più frequentemente in corrispondenza dei corpi delle frane più vecchie, nonché alla sommità degli elementi idrografici minori. In particolare, a differenza delle frane di scorrimento sia rotazionale che traslativo la correlazione tra lo sviluppo della rete idrografica e quello delle forme ora in discussione appare di scarsa entità qualora si considerino solamente gli elementi idrografici di ordine superiore al primo. La morfologia imbutiforme che caratterizza le zone alla testata degli impluvi minori

e la presenza di acclività generalmente medio-basse tendono a costituire in tal caso le condizioni favorevoli la genesi dei colamenti. Per queste forme l'azione erosiva esplicata dall'evoluzione regressiva dei torrenti è considerabile di secondaria importanza, anche se una volta sviluppatosi il fenomeno franoso tali processi possono intervenire in modo determinante nella sua riattivazione.

A differenza di quanto supposto per le altre tipologie di frana, gli elementi tettonici non sembrano avere avuto un ruolo importante come elemento predisponente lo sviluppo delle frane di colamento.

CAPITOLO 4: IL BACINO DEL T. ROGLIO

Il bacino idrografico del T. Roglio è situato nella Toscana centrale (fig. 31), circa 30 km a SE di Pisa, e costituisce uno dei principali sottobacini della Val d'Era. L'area ha un'estensione di circa 160 Km² ed un'elevazione che varia da circa 20 m a circa 500 m sopra il livello medio marino, con un valore medio di 130,9 m. Il bacino appare allungato in direzione N-NW e mostra un carattere prevalentemente collinare con una morfologia di aspetto dolce e pendii non molto acclivi. I valori di acclività più elevati si riscontrano prevalentemente nelle aree del bacino dove affiorano le facies delle formazioni plioceniche sia sabbioso-cementate sia argillose con caratteri di sovra-consolidazione. Circa l'80% della superficie del bacino mostra un'acclività inferiore a 20 gradi, il 20% denota pendenze inferiori a 6 gradi e solo il 5 % è caratterizzato da acclività superiori a 29 gradi.

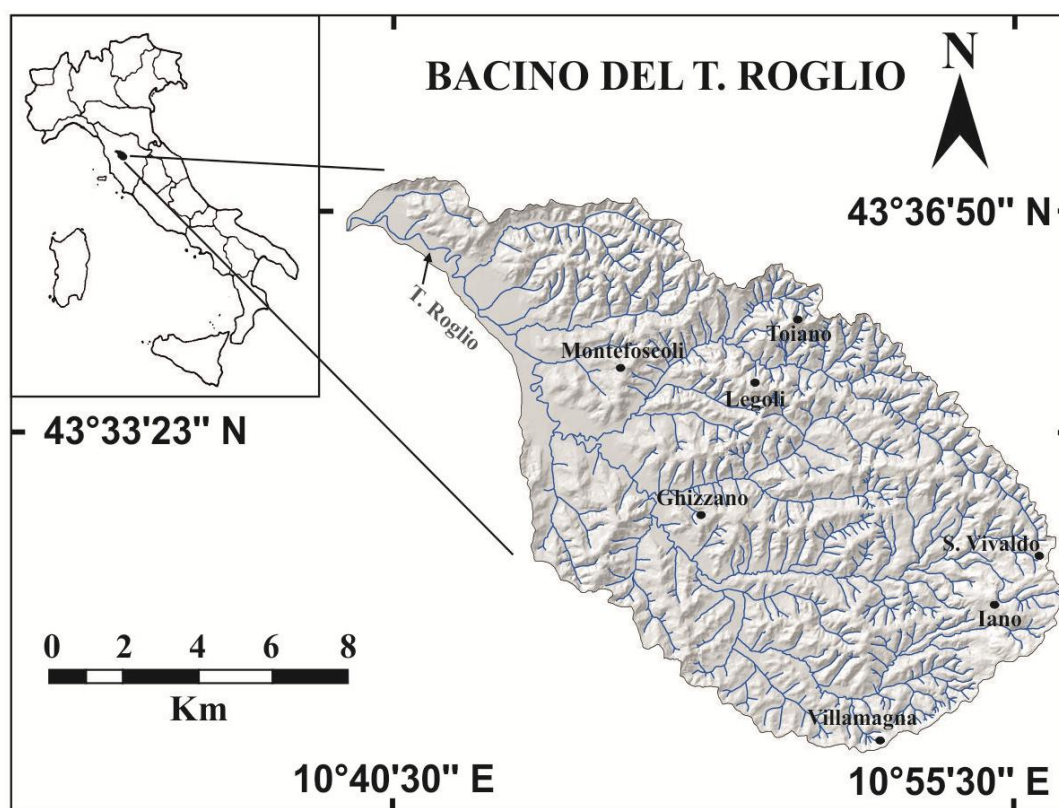


Figura 312 – Inquadramento geografico del bacino del T. Roglio

L'assetto fisiografico del bacino è tipico di paesaggi in cui le aree di fondovalle e quelle di raccordo tra queste ed i versanti costituiscono una percentuale decisamente prevalente (fig. 32). Infatti, circa l'87%

della superficie della zona di studio è situata tra la quota di 175 m. e quella minima, che caratterizza il bacino in corrispondenza della relativa sezione di chiusura.

L'andamento della curva ipsometrica indica una situazione decisamente più marcata rispetto a quella osservata per il bacino del T. Milia, in cui circa il 90% del territorio appare confinato entro un intervallo altimetrico di circa 150 m. Solamente in prossimità dello spartiacque orientale dell'area, dove si osserva la presenza dell'alto morfologico-strutturale di Iano, le quote tendono ad aumentare fino a raggiungere il valore massimo di 500 m.

Le superfici che appaiono caratterizzate da quote superiori ai 375 m sono prevalentemente concentrate in questa zona del bacino e costituiscono circa il 5% dell'area complessiva. Il concentrarsi delle quote maggiori lungo i settori orientali denota anche per questo bacino un forte condizionamento dell'assetto geologico-strutturale nei confronti dell'evoluzione fisiografica.

Ad esclusione del T. Roglio, che assume una direzione prevalente di tipo appenninica, la maggior parte dei corsi d'acqua di ordine superiore presenta una direzione generalmente di tipo anti-appenninico e mostra una forte tendenza all'erosione verticale solo in corrispondenza dei settori orientali del bacino, mentre in quelli occidentali prevale l'erosione di sponda. Gli effetti erosivi connessi con l'azione fluviale si manifestano in maniera non trascurabile anche lungo il T. Roglio, nel tratto compreso tra i settori centrali del bacino fino a quelli prossimi alla sua confluenza con il Fiume Era, uno dei principali affluenti di sinistra dell'Arno.

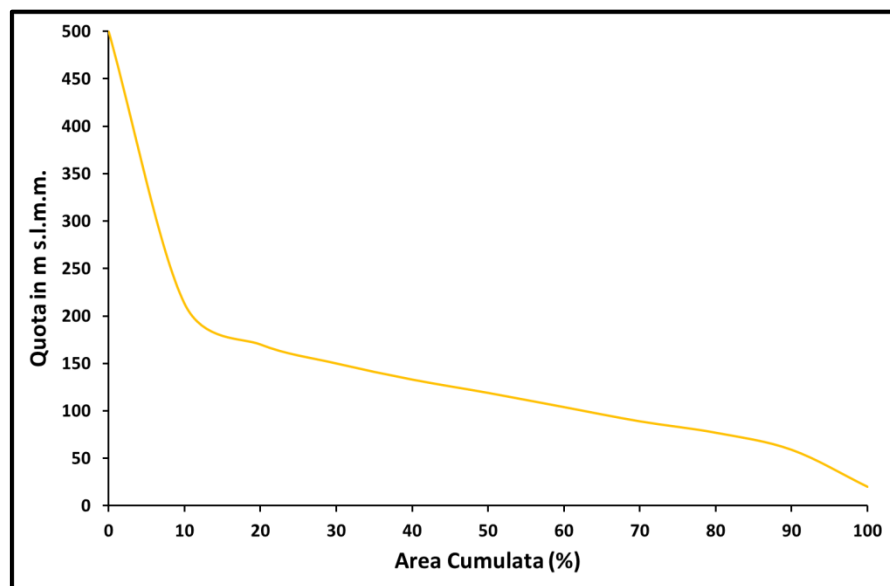


Figura 313 - Curva ipsometrica del bacino del Roglio.

4.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Nel bacino del T. Roglio la fase compressionale appenninica ha originato un complesso di sovrascorrimenti tra formazioni appartenenti alle Liguridi ed alla Successione Toscana (Costantini et al., 2002; Costantini et al., in stampa). In particolare, nei settori orientali affiorano formazioni appartenenti all'Unità Ofiolitifera di Montaione (Flysch di Montaione, Complesso di M. Carulli) che sono sovrascorse sopra a quelle della Falda Toscana non metamorfica. Quest'ultime a loro volta appaiono sovrascorse sopra le formazioni anagenitiche e scistoso-porfiriche che caratterizzano la serie permo-triassica toscana metamorfica e che affiorano in modo assai limitato. Le unità appartenenti al Dominio Ligure sono rappresentative sia di ambiente torbiditico-distale ed emipelagico sia della crosta oceanica che costituiva l'antico bacino Ligure-Piemontese e sono composte prevalentemente da formazioni caratterizzate dall'alternanza di argilliti, argilliti intervallate a calcareniti e calcilutiti, e da basalti, gabbri e serpentiniti. La Falda Toscana non metamorfica è presente soprattutto con le formazioni mesozoico-carbonatiche e con limitati affioramenti delle formazioni torbiditiche ed emipelagiche che ne costituiscono la parte paleocenico-miocenica. Tutte le formazioni pre-neogeniche affiorano esclusivamente nei settori orientali del bacino, in corrispondenza dell'alto morfologico-strutturale di Iano, mentre oltre l'80% dell'area studiata è costituita dagli affioramenti dei depositi Plio-Pleistocenici, in facies prevalentemente marina (fig 33).

Anche nel bacino del Roglio le liguridi mostrano una storia deformativa pre-Oligocene assai complessa ed articolata, in cui si registrano almeno due fasi di piegamento e thrusting. Le strutture correlabili alla fase pre-oligocenica appaiono inoltre interessate dai successivi eventi collisionale e post-collisionale che hanno coinvolto anche le formazioni appartenenti alla Falda Toscana. Fasi di piegamento sia a piccola che a grande scala sono associate a fasi di sovrascorrimento che durante l'evento collisionale hanno interessato tutte le formazioni pre-neogeniche affioranti.

Le deformazioni post collisionali sono strettamente correlabili alla tettonica di tipo distensivo che dal Miocene ha causato il collasso di gran parte della catena appenninica. Anche in questo settore della Toscana si riscontrano gli effetti della fase distensiva miocenica che ha portato direttamente a contatto le formazioni liguridi con la parte mesozoico-carbonatica della successione toscana non metamorfica, la cui evoluzione è già stata descritta nel capitolo precedente (Serie ridotta).

La fase distensiva si è esplicata tramite una serie di faglie normali, con direzione prevalentemente appenninica, ed una serie di sollevamenti differenziali che hanno cagionato la genesi dei bacini intermontani toscani (Trevisan, 1952; Carmignani & Kligfield, 1990).

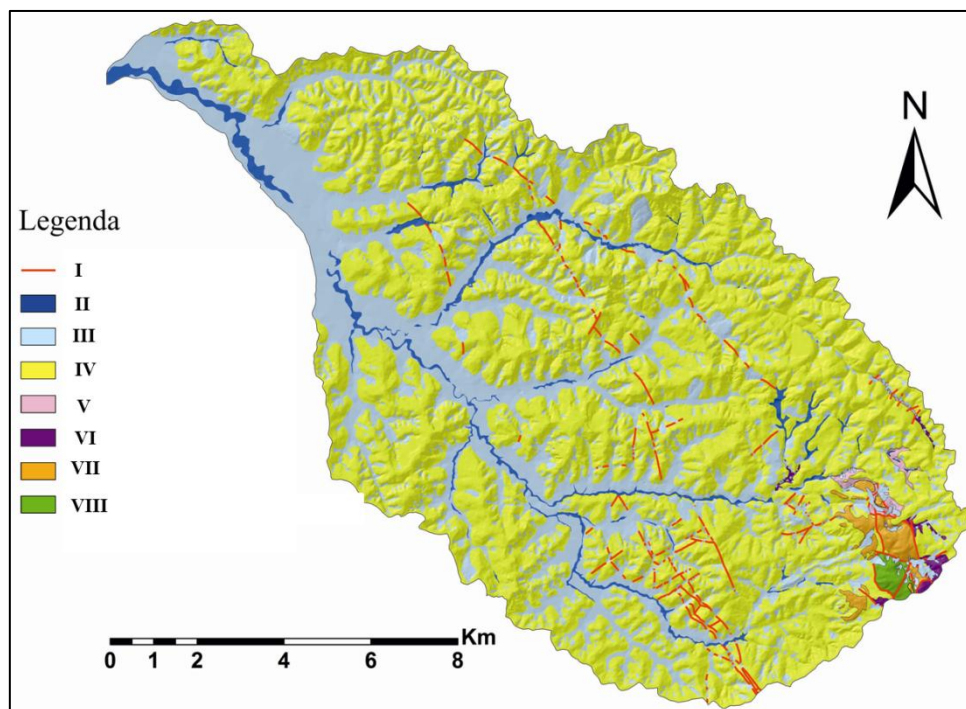


Figura 314 – Estensione del Neogene nel bacino del Roglio. I) lineamenti tettonici, II) Alluvioni attuali, III) Alluvioni terrazzate e depositi di versante, IV) Neogene, V) Flysch di Montaione, VI) Complesso di M. Carulli, VII) Falda Toscana, VIII) Successione toscana metamorfica.

Lo sviluppo delle strutture ad *horst* e *graben* è iniziato dai settori occidentali della catena per poi protrarsi in tempi successivi verso quelli orientali. Mentre dunque i bacini più occidentali (centrali) si sono sviluppati a partire dal tardo Miocene in corrispondenza di una crosta continentale assottigliata, quelli orientali (periferici) hanno avuto origine a cavallo tra il Pliocene ed il Pleistocene (fig. 34).

Il bacino del T. Roglio è ubicato in corrispondenza della grande depressione tettonica che costituisce il *graben* di Volterra (o *graben* della Val d'Era) e che rappresenta uno dei bacini interni più vecchi. Nei settori centrali della Toscana la sedimentazione delle successioni mioceniche è stata, infatti, fortemente condizionata proprio dalla presenza della Dorsale Medio-Toscana (Bossio et al., 1993); dorsale che definisce il bordo orientale del *graben* di Volterra e che si doveva essere già ampiamente formata nel Tortoniano superiore. La fase connessa con la formazione della depressione tettonica si è sviluppata mediante un sistema di faglie listriche, che hanno agito in più fasi durante la deposizione delle successioni mioceniche. A seguito di tale evoluzione si è originato l'*horst* di Iano, che rappresenta la culminazione massima di tutto il bacino e dove affiorano, oltre alle formazioni mesozoico-carbonatiche della successione toscana non metamorfica, le unità carbonifere e permiane.

Anche la deposizione delle successioni plioceniche è stata fortemente controllata dai movimenti verticali correlabili a questo prolungato processo distensivo, che si è protratto oltre il Pliocene medio (Bossio et. al., 1996b, 1997).

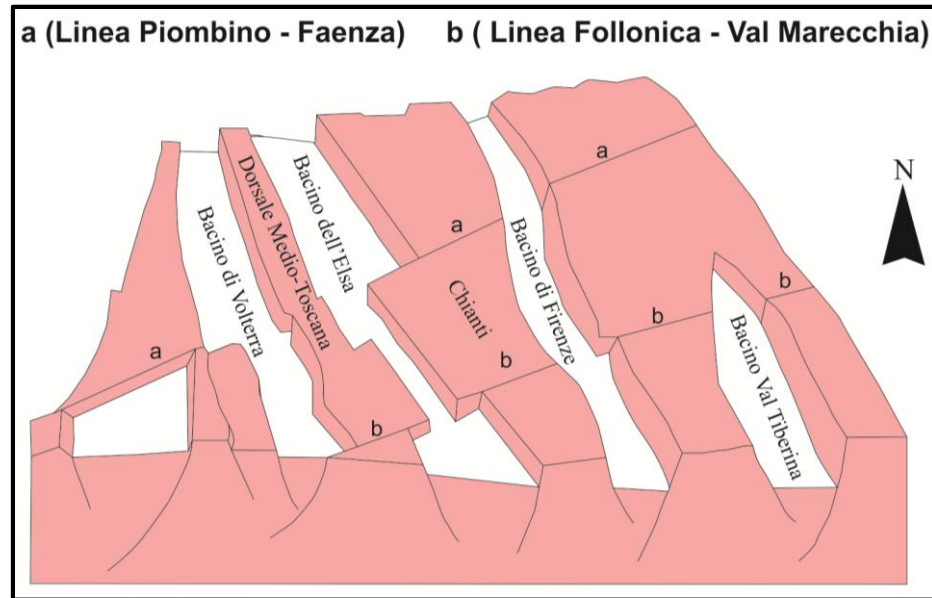


Figura 315 – Evoluzione del bacino di Volterra (da Costantini et al., in stampa; modificata)

In particolare, le strutture distensive, che nell'area sono caratterizzate da sistemi di faglie normali disposti principalmente secondo direzioni appenniniche, devono aver agito durante la deposizione delle successioni plioceniche, giacché le sequenze deposizionali denotano spessori variabili in relazione alla vicinanza delle faglie listriche principali. L'azione delle faglie normali si deve essere protratta oltre il Pliocene, come è testimoniato sia dal fatto che le formazioni plioceniche sono tagliate da tali strutture (fig. 35) sia dal fatto che in prossimità di questi lineamenti le serie neogeniche assumono piegamenti affini con i movimenti rotatori che si sono esplicati durante la fase distensiva. Queste pieghe sono state rilevate anche in settori prossimi al bacino del Roglio ed attribuite appunto ad una attività tettonico-distensiva (Giannini & Tongiorgi, 1959).

I sistemi di faglie rilevate nel bacino del T. Roglio e che sono ascrivibili alla fase connessa con lo sprofondamento del graben della Val d'Era sono rappresentati dai fasci di faglie dirette che costituiscono gli allineamenti Villamagna-Legoli, Montefoscoli-Saletta e Iano-Camporena. La direzione di tali strutture, benché generalmente di tipo appenninico, denota delle variazioni tali da supporre una loro genesi secondo una geometria a "forbice". Connesse con questi sistemi sono state

inoltre osservate ulteriori strutture distensive che presentano direzioni anti-appenniniche e che con maggior dettaglio portano a supporre una complessiva evoluzione tettonico-distensiva dell'area secondo un meccanismo di vicarianza di fasci di faglie dirette (Mazzanti, 1961). Tale processo di deformazione prevede la genesi di faglie normali con geometria a forbice il cui contatto avviene o in corrispondenza di una flessura o appunto tramite la genesi di strutture trasversali.

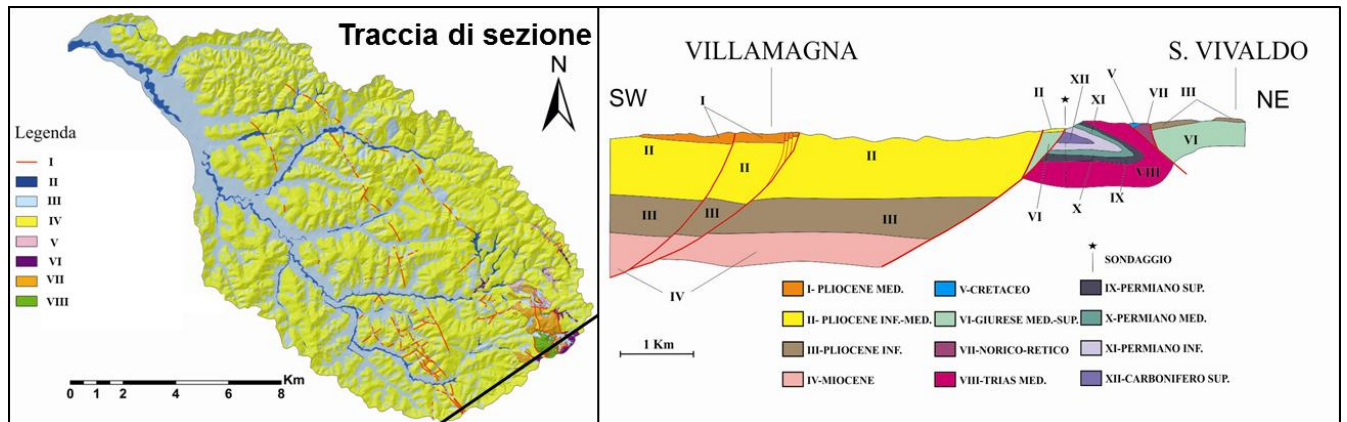


Figura 316 – Assetto strutturale delle faglie listriche che hanno interessato la serie pliocenica del bacino (da Costantini et al., 2002; modificata).

Nel complesso l'evoluzione geologico-strutturale che dal Miocene superiore fino al Pleistocene superiore ha caratterizzato l'area in esame può essere riassunta secondo la seguente successioni di fasi. A partire dal Miocene superiore, successivamente la prima fase responsabile della genesi della "serie ridotta", una seconda fase distensiva si esplica mediante sistemi di faglie dirette a geometria listrica dando origine alla depressione tettonica del bacino della Val d'Era. A seguito dell'evoluzione tettonica si sviluppano condizioni favorevoli per una deposizione connessa con fasi di trasgressione e regressione marina che seppur in modo discontinuo hanno caratterizzato l'area per tutto il pliocene inferiore-medio ed il Pleistocene inferiore. Le fasi deposizionali delle sequenze marine, marino-costiere e continentali sono state accompagnate da periodi di attività tettonica, connessa con la riattivazione dei sistemi di faglie listriche già presenti (Bertini et al., 1991), che hanno approfondito ulteriormente il graben della Val d'Era. Successivamente il pleistocene medio ha termine la deposizione delle successioni marine e marino-costiere a causa dell'instaurarsi di una fase di sollevamento epirogenetico che determina la regressione marina e l'interruzione della sedimentazione (Bossio et al., 1995). L'attività dei sistemi di faglie evolve secondo processi che portano alla loro vicarianza, dislocando ulteriormente le spesse sequenze depositate nel Pliocene. A quest'ultima fase, i cui effetti si sono

protratti oltre il Pleistocene superiore, è associata una continua attività delle faglie che, disposte con direzione comprese nell'intervallo N120 – N160, risultano essere quelle che maggiormente hanno condizionato l'assetto geologico-strutturale dell'area. La fase tettonica di tipo distensivo, si è sviluppata in un regime complessivo di generale sollevamento, che ha condizionato l'evoluzione morfologica ed idrografica del bacino. L'abbassamento del livello di base della rete idrografica è, infatti, testimoniata dai numerosi terrazzi fluviali presenti a quote differenti lungo il bacino.

I sistemi di faglie normali a direzione appenninica sono caratterizzati da rigetti consistenti, anche dell'ordine di centinaia di metri, ed hanno interessato tutte le sequenze plioceniche.

4.2 LITOTIPI AFFIORANTI

Il rilevamento geologico ha permesso di osservare le analogie litologiche tra le differenti formazioni affioranti. Il bacino è prettamente caratterizzato dai depositi pliocenici, che coprono circa l'85% della superficie complessiva, ed in particolare dai litotipi delle formazioni di S. Vivaldo (Zancleano-Piacenziano), delle Argille Azzurre (Piacenziano) e di Villamagna (Pliocene inferiore-medio). I depositi pliocenici sono sia di ambiente marino-costiero che di piattaforma interna e sono caratterizzati da formazioni sabbioso-argillose ed argillose rappresentative delle fasi di trasgressione e regressione marina.

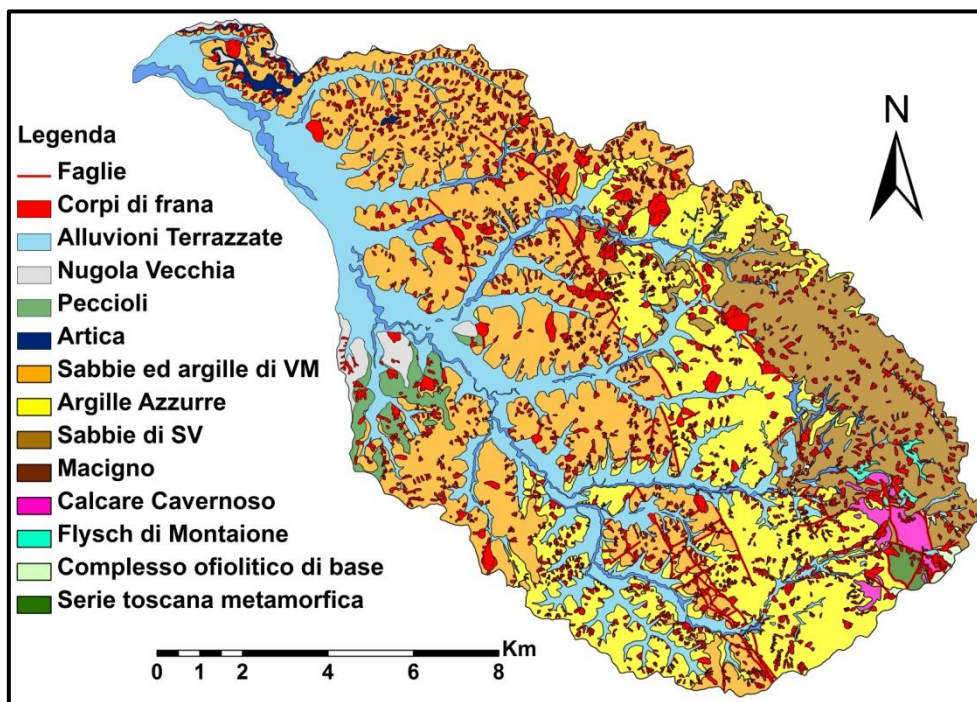


Figura 317 – Carta geologica del bacino (originale d'autore).

I depositi risalenti al Pleistocene inferiore affiorano in modo assai limitato lungo i settori nord-occidentali del bacino e sono costituiti dai sedimenti marini e marino-costieri relativi alla Formazione delle Sabbie di Nugola Vecchia, a quella delle Argille e Limi di Villa Nuova di Peccioli ed alla Formazione delle Sabbie ed Argille ad *Artica islandica* (fig. 36). Le formazioni che costituiscono il basamento pre-neogenico della Dorsale Medio Toscana affiorano unicamente nel quadrante orientale del bacino in prossimità degli abitati di Iano e S. Vivaldo.

Le differenti formazioni vengono di seguito descritte singolarmente sia dal punto di vista litologico che strutturale, seguendo l'ordine di sovrapposizione, procedendo dal basso verso l'alto.

LA SERIE CARBONIFERA TRIASSICA TOSCANA (UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA)

Situata nei settori prossimi al centro abitato di Iano, secondo una struttura a piega anticlinale rovesciata di tipo isoclinale (fig. 35), l'Unità di Monticiano Roccastrada costituisce la parte più profonda del Dominio Toscano che affiora lungo il bacino. Tutte le formazioni appartenenti alla successione carbonifera triassica presentano tre eventi deformativi i primi due dei quali sin-metamorfici in facies Scisti Verdi (Costantini et al., 1998). Alla prima fase è legata la scistosità che si presenta a mesoscala di tipo continuo, penetrativa e generalmente disposta parallelamente alla stratificazione ed a cui sono associate le pieghe minori di tipo isoclinale che fanno parte del grosso motivo plicativo che ha coinvolto la sequenza carbonifera triassica. Alla seconda fase è ascrivibile la genesi delle numerose pieghe di dimensioni da decimetriche a decametriche che, generalmente disposte con assi a direzione appenninica, coinvolgono le strutture deformative della prima fase secondo relazioni di interferenza di piegamento coassiale (tipo III di Ramsay & Huber, 1987). Associato alla genesi di quest'ultime appare il clivaggio di tipo zonale che presenta una spaziatura di alcuni mm e che interessa tutti i litotipi. Il terzo evento è rappresentato da pieghe ampie e generalmente di tipo aperto che sono contraddistinte da una direzione grosso modo anti-appenninica, da un clivaggio di frattura non continuo e da rapporti di interferenza con le strutture più antiche a duomi-bacini ed a fungo (di tipo I e II di Ramsay & Huber, 1987).

Scisti ed arenarie di Iano (Carbonifero sup.)

I litotipi appartenenti a questa formazione affiorano prevalentemente lungo la strada che da Molino di Iano conduce a Palagio e sono costituiti da un'alternanza di metarenarie, a grana generalmente fine, metasiltiti grigio scure e filladi grafitiche. Gli strati sono generalmente poco spessi, dell'ordine di circa

20-40 cm, anche se in alcune circostanze sono stati osservati spessori superiori al metro per gli strati arenacei. Mazzanti (1961) e Costantini et al., (1998) attribuiscono a questa formazione un ambiente deposizionale costiero-deltizio soggetto a correnti di marea ed eventi tempestivi.

Brecce e conglomerati di Torri (Permiano inf.)

Questa formazione è situata sopra agli scisti di Iano ed è caratterizzata da metaruditi poligeniche rosso-violacee con clasti lammellari di filladi varicolori e ciottoli quarzosi embriciati. Non raramente sono presenti, all'interno dei banchi, livelli di metarenarie e filladi.

La loro deposizione è stata associata ad un ambiente deposizionale prettamente continentale connesso con il rapido smantellamento di rilievi prossimi a scarpate di faglie attive.

Scisti Porfirici (Permiano inf.)

Sono quarziti filladiche, microghiandolari, di colore generalmente grigio chiaro che appaiono senza alcuna struttura primaria di origine sedimentaria e che in alcuni settori mostrano un contatto stratigrafico, per alternanza, con i livelli conglomeratici della formazione di Torri. Lo spessore della sequenza sedimentaria appartenente a questa formazione è di circa 50 m mentre l'ambiente deposizionale è di tipo continentale.

Siltiti del Borro del Fregione (Permiano sup. Trias med.)

Questa formazione affiora unicamente a poche centinaia di metri a sud dell'abitato di Iano, lungo l'alveo del T. Fregione. È costituita da metasiltiti, filladi quarzose violacee e livelli decimetrici più arenacei lentiformi rappresentative di un ambiente tipicamente fluviale.

Anageniti della Pietrina (Trias med-sup.)

Fanno parte delle formazioni appartenenti al Gruppo del Verrucano (Mazzanti, 1961) e sono costituite da metaconglomerati quarzosi scarsamente cerniti con ciottoli di dimensioni centimetriche sub-arrotondati o appiattiti con evidenti segni di embriciamento. L'ambiente deposizionale è prettamente continentale ed in particolare rappresentativo di un sistema fluviale di tipo *braided* (Costantini et al., 1998).

Microanageniti e filladi del Poggio dei Cipressini (Trias med-sup.)

Il litotipo predominante è caratterizzato da filladi e filladi quarzose violacee ove non di rado si intercalano piccoli livelli di metarenarie fini e metaconglomerati. Gli strati più arenacei presentano strutture da corrente (*ripples*) e spesso una gradazione granulometrica verticale di tipo decrescente (*fine upward*). L'ambiente di sedimentazione è stato associato a sistemi fluviali di tipo meandriforme a media-alta sinuosità.

Formazione di Tocchi (Trias sup.)

Questa formazione, che costituisce la parte più alta della successione toscana metamorfica affiorante, è stata suddivisa in due membri differenti da Costantini et al., (1998). Il primo è costituito da un'alternanza di strati carbonatici decimetrici a grana fine, spesso brecciati o comunque interessati da una fitta rete di vene calcitiche, e strati di filladi verdi con rare intercalazioni quarzitiche. Il secondo membro è caratterizzato da una breccia talora vacuolare ad elementi carbonatici e filladici. La formazione non supera ne complesso spessori di 50 m e sembra concordante con quella delle Microanagenti e Filladi del Poggio dei Cipressi. L'ambiente deposizionale pare di transizione, lagunare-costiero (Costantini et al., 1981).

UNITÀ TOSCANA NON METAMORFICA

La Falda toscana affiora prevalentemente con la formazione del Calcare Cavernoso sulla quale si ritrovano sovrapposte per contatto tettonico le unità liguri. Gli scarsi affioramenti dei litotipi appartenenti alla successione toscana non metamorfica non hanno consentito di portare a termine in modo adeguato l'analisi delle strutture e delle fasi deformative che le hanno coinvolte.

Dal punto di vista litologico le formazioni che costituiscono gli affioramenti della Falda Toscana, che nel bacino sono costituite dal Cavernoso e dal Macigno, non denotano differenze significative da quelle osservate per la Milia. Per tale ragione si richiamano le descrizioni già effettuate per questi litotipi senza descriverle nuovamente.

Il Calcare Cavernoso affiora prevalentemente in corrispondenza del Poggio Spadone, situato immediatamente a nord del Poggio dei Cipressini, ed in un piccolo lembo in prossimità della testata del Botro Camporena, poco ad est di S. Vivaldo. Il Macigno affiorano unicamente nelle vicinanze del Pod. Rotone, dove sono a contatto tettonico sia con il Calcare Cavernoso sia con la Formazione di Montaione.

UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTAIONE

Questa unità è costituita dall'omonima formazione che passa verso il basso, in modo discordante, al Complesso Ofiolitifero del Poggio di M. Carulli, formato dai resti della crosta oceanica dell'antico bacino ligure e dalle relative coperture sedimentarie. Il complesso ofiolitifero di base mostra una deformazione precoce rispetto alla Formazione di Montaione a testimonianza di una migrazione delle prime fasi orogenetiche dai settori interni verso quelli più esterni del bacino ligure. Tali strutture deformative sono bene evidenti nei litotipi argillitici della Formazione delle Argille a Palombini per i

quali si possono osservare almeno due principali fasi deformative ciascuna suddivisibile in differenti sub-fasi di venatura, piegamento e sovrascorrimento.

La Formazione di Montaione è caratterizzata da una strutturazione a scaglie tettoniche e da pieghe, generalmente da isoclinali a sub-isoclinali, rovesciate e disarticolate lungo piani di taglio sub-paralleli.

Complesso Ofiolitifero del Poggio di M. Carulli (Giurassico-Cretaceo inf.)

La sequenza deposizionale che affiora nel bacino e che caratterizza il complesso di base dell'Unità di Montaione è costituita, dal basso verso l'alto, da serpentiniti, gabbri e dai litotipi della formazione delle Argille a Palombini.

Le serpentiniti e le argilliti delle Argille a Palombini costituiscono gli affioramenti più estesi del complesso. Gli affioramenti delle serpentiniti (lherzoliti serpentinite) sono prevalenti nei settori posti ad est del Poggio dei Cipressini, dove sono a contatto tramite faglia con la formazione delle Argille a Palombini. Anche quest'ultime affiorano quasi esclusivamente nei settori prossimi al Poggio dei Cipressini dove presentano facies costituite sempre dall'alternanza di livelli calcilutitici e argillitici ma dove spesso gli strati calcarei sembrano più frequenti.

I gabbri affiorano con lembi poco estesi lungo la forra del T. Carfalo poco a nord di S. Vivaldo e in prossimità del nucleo abitato di California.

Formazione di Montaione (Cretaceo sup.)

I litotipi appartenenti a questa formazione sono costituiti da arenarie calcaree, siltiti, marne argillose, argilliti marnose e da microbreccie ed arenarie grossolane ad elementi ofiolitici. Gli strati calcareo-arenacei sono caratterizzati da granulometrie generalmente fini o medio-fini, con evidente gradazione, e da spessori variabili compresi tra qualche cm a qualche decina di cm. Le sequenze tipiche di ambiente torbido e le frequenti tracce di reptazione di organismi limivori bio-turbanti, come l'*Helminthoidea labyrinthica*, portano a definire la formazione di Montaione come un tipico flysch ad Helminthoidi.

Tale formazione affiora esclusivamente in corrispondenza dei settori di fondovalle dei torrenti Carfalo e Camporena.

IL NEOAUTOCTONO

Per tutte le formazioni appartenenti al neogene occorre specificare come non sia stato possibile definire la giacitura delle relative stratificazioni sia a causa degli scarsi affioramenti idonei per un dettagliato studio sia a causa della presenza di corpi deposizionali a geometria complessa (lobi deltizi) ed eteropicamente variabile. Complessivamente si intuisce un andamento dei corpi neogenici di tipo sub-orizzontale e lievemente immergenti verso N-NW. Tuttavia in alcuni settori, come quelli prossimi a

Villamagna e Iano, sono stati osservate localmente immersioni dei corpi tabulari estremamente variabili.

Di seguito vengono riportate le descrizioni litologiche delle varie formazioni appartenenti al Neautoctono. Le differenti formazioni sono descritte seguendo l'ordine temporale di deposizione e procedendo quindi da quelle più antiche verso quelle più giovani.

Sabbie di S. Vivaldo (Zancleano - Piacenziano)

La formazione si sviluppa prevalentemente lungo un'ampia fascia posta nei settori orientali del bacino (fig. 36), e rappresenta la parte più bassa del ciclo sedimentario neogenico affiorante. I litotipi appartenenti a questa formazione sono costituiti quasi esclusivamente da sabbie spesso ben cementate. Dagli affioramenti più profondi verso quelli più giovani della formazione si passa in genere da sabbie grossolane, con rari livelli ciottolosi, a sabbie via via sempre più fini. Talvolta, nei settori più alti, alternate agli strati arenacei si riscontrano livelli più sabbioso-limosi o ancora più raramente limoso-argillosi. Le sabbie sono ricche di fossili caratteristici di un ambiente deposizionale tipicamente costiero e denotano rapporti eteropici con la formazione delle Argille Azzurre. Questo è particolarmente evidente in corrispondenza del Poggio Nero dove le due formazioni si interdigitano lungo il versante con facies che presentano caratteristiche al limite rispetto a quelle che generalmente le contraddistinguono.

La presenza di lembi appartenenti alla formazione delle Sabbie di S. Vivaldo sopra ai litotipi pre-neogenici che costituiscono l'alto strutturale di Iano, rendono evidente come durante il pliocene inferiore la Dorsale Medio Toscana doveva essere almeno parzialmente sommersa.

Argille Azzurre (Zancleano - Piacenziano)

Le argille appartenenti a questa formazione affiorano per buona parte del bacino lungo una fascia centro-orientale disposta con senso di allungamento verso NW. La formazione è a contatto tettonico con la quella delle Sabbie ed Argille di Villamagna, più giovane, lungo l'allineamento di faglie dirette Villamagna-Legoli, mentre è da questa sovrapposta nei settori settentrionali secondo un contatto stratigrafico. In questi settori il passaggio tra le "argille azzurre" e le sabbie ed argille di Villamagna avviene in modo netto ed è stato associato ad una repentina variazione della sedimentazione con maggior incremento dell'apporto sabbioso (fig. 37).



Figura 318 – Contatto per alternanza tra la Formazione delle Argille Azzurre e le argille e sabbie di Villamagna.

I litotipi riferibili alla Formazione delle Argille Azzurre sono costituiti da argille, argille siltose, talvolta sabbioso-marnose, di colore chiaro e sovraconsolidate. Negli scarsi affioramenti non alterati le argille appartenenti a questa formazione denotano frequenti fratture che si dispongono nei confronti della stratificazione in modo sia sub-verticale, probabilmente connesse con l'azione dei sistemi di faglie trassensive che hanno condizionato l'evoluzione pliocenica e pleistocenica del bacino, sia sub-parallelo. Quest'ultime sono probabilmente rappresentative di un rilascio tensionale dovuto all'esumazione a cui è stata soggetta tutta la serie pliocenica.

La formazione è di ambiente marino da neritico a batiale superficiale.

Sabbie ed argille di Villamagna (Piacenziano)

Costituita da un'alternanza ciclica di intercalazioni sabbiose ed argilloso sabbiose, la formazione delle sabbie ed Argille di Villamagna rappresenta la parte più cospicua della sedimentazione durante quella fase che, a prevalente evoluzione regressiva, ha interessato la parte superiore del il Pliocene medio. Gli affioramenti di questa formazione costituiscono il substrato litologico di quella parte del bacino che dai settori settentrionali si protrae fino allo spartiacque meridionale. L'alternanza di litofacies a prevalente componente argillosa (>75%) con litofacies sabbiose, organizzate in banchi di spessore generalmente superiore a 5 m, è facilmente osservabile in campagna, in quanto ha costituito un fattore predisponente la genesi, per morfoselezione, di forme tipiche e ben evidenti (balze). L'interruzione ed il ribassamento di tali forme lungo i versanti hanno consentito una prima individuazione delle strutture deformative che, connesse con la fase distensiva, hanno interessato i depositi di questa formazione. I banchi sabbiosi sono costituiti da un'alternanza di strati, generalmente a geometria tabulare, di sabbie fini e grossolane ricche di Pettinidi ed Ostreidi, ove talvolta si rinviene una stratificazione incrociata. Nei

banchi argillosi si possono ritrovare sia livelli torbosi che livelli argillosi ed argilloso-siltosi con resti fossiliferi di Ostreidi. L'ambiente deposizionale è di transizione tra il lagunare e quello marino poco profondo.

Sabbie ed Argille ad Artica islandica (Santerniano)

Gli unici affioramenti di questa formazione sono stati riscontrati nei settori nord-occidentale del bacino, in corrispondenza dello spartiacque. Le sabbie ed argille ad *Artica* rappresentano il primo deposito successivo alla lacuna di sedimentazione che ha caratterizzato tutto il Pliocene superiore e la parte sommitale del Pliocene medio. La formazione appare contraddistinta da uno spessore complessivo assai ridotto, non superiore ai 35 m, e da una sequenza costituita da una base in cui prevalgono livelli conglomeratici fini, da una parte mediana costituita da sabbie argillose ed argille sabbiose, e da una tetto dove sono presenti strati sabbiosi o di rado calcareo-arenacei. Soprattutto nei livelli più sabbiosi sono presenti molti macrofossili (Lamellibranchi, Echinidi e Coralli) che testimoniano un ambiente deposizionale prettamente marino. Negli affioramenti osservati non è stata riscontrata la presenza di *Artica islandica*.

Argille e limi di Vigna Nuova di Peccioli (Pleistocene inf.)

Affiora esclusivamente tra Montecchio e Peccioli nel settore nord-occidentale del bacino con facies prettamente argillose e limoso-argillose, molto simili a quelle che caratterizzano la parte intermedia della formazione delle Argille ad *Artica islandica*. A differenza di quest'ultima si riscontra una certa prevalenza del contenuto argilloso e la presenza frequente di livelli torbosi, spessi anche 20 cm, e più raramente di lamine carboniose. Di ambiente deposizionale deltizio.

Sabbie di Nugola Vecchia (Emiliano)

Questa formazione rappresenta la fase di chiusura della regressione marina del pleistocene inferiore. I litotipi che la caratterizzano sono costituiti da sabbie fini di colore ocra e da livelli sabbioso-limosi. Non sono state osservate strutture sedimentarie anche se il contenuto fossilifero, che è costituito da rari elementi di Ostreidi, porta a supporre una genesi connessa ad un ambiente marino, poco profondo, tendente ad un lagunare o di spiaggia retrodunale. Queste affiorano in concordanza ed in continuità di sedimentazione al disopra delle altre formazioni pleistoceniche marine.

Travertini (Pleistocene sup. - Olocene)

Numerose placche di travertino sono state osservate al disopra della formazione delle Argille Azzurre in prossimità dei settori orientali del bacino ed in particolar modo a ridosso dei fasci di faglie dirette appartenenti al sistema Iano-Camporena. La loro genesi è attribuibile alla risalita da tali strutture tettoniche di acque termali che a contatto con le condizioni atmosferiche subivano un improvviso

raffreddamento una depressurizzazione con conseguente predita di gas solfidrici e rilascio di carbonato di calcio.

La relazione tra la genesi dei travertini e la presenza di faglie è testimoniata dal fatto che le placche rilevate sono tutte ubicate immediatamente a valle degli elementi tettonici; elementi che interessano anche la formazione del Calcare Cavernoso.

4.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Nel bacino del Roglio la presenza di terreni argillosi, argilloso-sabbiosi e sabbiosi ha consentito la genesi di un paesaggio collinare caratterizzato dall'alternanza di forme dolci ed arrotondate e morfologie a *balze* e calanchi. L'assetto geologico ha, inoltre, predisposto il bacino ad un'intensa aggressione da parte degli agenti modellatori del rilievo, con lo sviluppo di numerose forme gravitative e situazioni di attuale instabilità.

Dallo studio geomorfologico svolto è emerso come l'evoluzione gravitativa dell'area sia stata anche fortemente condizionata dalle vicende tettoniche plio-pleistoceniche, che hanno cagionato un generale sollevamento dei settori orientali, un forte approfondimento del reticolo fluviale ed una consistente erosione dei versanti. L'evoluzione del livello di base del T. Roglio e dei suoi affluenti appare in particolare elemento predisponente lo sviluppo dei numerose fenomeni franosi che si sono sviluppati nei pressi dei corsi d'acqua, probabilmente per effetto sia dell'aumento dell'acclività a seguito dell'incisione esercitata dal reticolo idrografico, sia dell'erosione realizzata dai torrenti alla base dei versanti. Gli effetti connessi con l'erosione laterale dei principali elementi idrografici è tutt'oggi un importante processo morfogenetico.

Complessivamente, l'assetto morfologico osservato nell'area di studio è risultato essere fortemente condizionato dalla presenza di fenomeni franosi appartenenti alle tipologie rotazionali, di colamento e di scorrimento. Anche le numerose aree calanchive, la cui genesi è correlabile con l'azione di degradazione esplicita dalle acque meteoriche sulle tipologie più argillose dei depositi pliocenici, sono risultate soggette ad una dinamica prevalentemente connessa con lo sviluppo di fenomeni franosi.

Di seguito sono descritte con dettaglio le forme ed i processi che sono risultati prevalenti nel caratterizzare la morfologia del paesaggio.

In fase di rilevamento è stata prestata, anche per quest'area, particolare attenzione verso tutti quei processi che hanno condizionato l'instabilità dei versanti, nonché quelli che nel futuro possono favorire un'evoluzione connessa con lo sviluppo di fenomeni franosi.

4.3.1 IDROGRAFIA E FORMA FLUVIALI

Il bacino presenta uno sviluppo idrografico decisamente asimmetrico dove i settori che sono drenati dagli affluenti di destra del T. Roglio costituiscono circa l'80% dell'area complessiva mentre quelli in sinistra idrografica si sviluppano per il rimanente 20%. Per gran parte del suo percorso il Roglio si sviluppa prevalentemente a ridosso del limite occidentale del bacino secondo una direzione di tipo appenninico (fig. 38) ed in prossimità delle aree più centrali della depressione tettonica della Val d'Era.

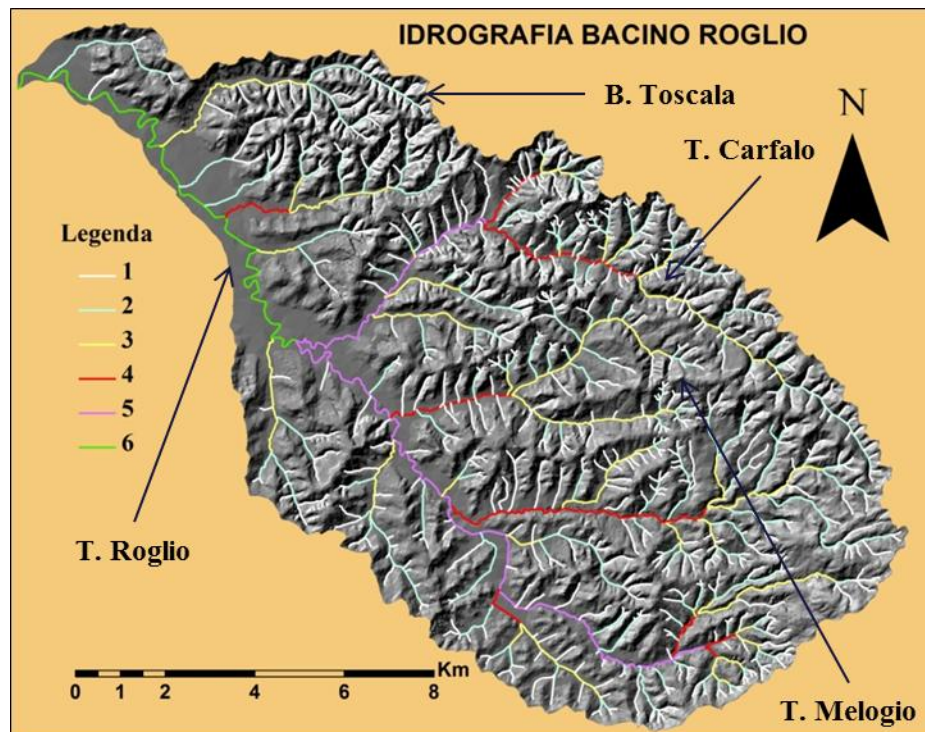


Figura 319 – Assetto idrografico del bacino e definizione dell'ordine gerarchico dei vari corsi d'acqua secondo la classificazione proposta da Strahler (1952).

In accordo con Rapetti et al., (2006) questa disposizione del reticolo idrografico può essere rappresentativa di un'evoluzione connessa con il generale sollevamento dei settori più orientali dell'area, che ha portato ad un incremento dell'acclività ed a una progressiva migrazione del Roglio verso posizioni più occidentali.

La correlazione tra l'attuale sviluppo del T. Roglio e l'evoluzione tettonica connessa con la genesi del *graben* dell'Era è testimoniata anche dal fatto che i torrenti Roglio ed Era scorrono, prima di unirsi poco a valle della sezione di chiusura del bacino, con direzioni parallele e ad una distanza di circa 3-4 Km l'uno dall'altro, assumendo andamenti analoghi, per direzione, a quello che caratterizza l'asse di

sviluppo di questa importante depressione tettonica (Rapetti et al., 2006). Anche dopo l'abitato di Peccioli, il T. Roglio scorre parallelamente all'Era separato da questa solamente da un ridotto spartiacque di depositi alluvionali che sono attribuibili probabilmente dall'azione congiunta dei due corsi d'acqua.

Le aste principali del reticolo, ad esclusione di quella di 6° ordine, assumono inoltre andamenti sub-ortogonali sia ai contatti tra formazioni con differenti caratteristiche litologiche sia ai principali lineamenti tettonici. Da questa generale disposizione si discostano i tratti iniziali dei torrenti Carfalo, Melogio ed il Botro della Toscala che, disposti in prossimità dello spartiacque orientale del bacino, assumono sviluppi di tipo appenninico. Il T. Carfalo presenta più di ogni altro affluente del Roglio uno sviluppo particolarmente esteso lungo questa direzione, che mantiene dalle proprie origini fino oltre l'abitato di Legoli dove forma un angolo retto per affluire nel Roglio. Le anomale direzioni presentate dai tratti iniziali di questi affluenti del Roglio hanno portato Mazzanti e Nencini (1988) ad ipotizzare come in passato questi torrenti si sviluppassero con percorsi esterni al bacino collegandosi direttamente all'Arno. Solo in un secondo momento lo sviluppo di tre catture fluviali, ad opera degli affluenti di destra del Roglio, avrebbe interrotto il percorso indipendente di questi torrenti. Il Carfalo, il Melogio e la Toscala sarebbero stati quindi catturati dal bacino del Roglio, mentre i corsi d'acqua del Ricavo e del Filetto avrebbero continuato ad affluire direttamente in sinistra idrografica dell'Arno, secondo percorsi indipendenti (fig. 39).

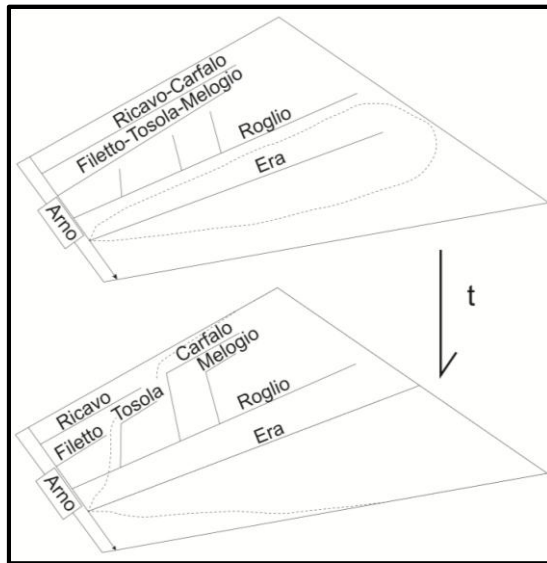


Figura 320 – Evoluzione del reticolo fluviale del Bacino del Roglio secondo Mazzanti e Nencini (1988)

Anche per il T. Roglio è stata ipotizzata da Mazzanti e Nencini (1988) un'evoluzione per cui, da affluente diretto dell'Arno, sarebbe stato catturato dall'Era in una fase tardiva. Sebbene, a differenza di quanto riscontrato per la Valle Milia, non siano stati osservati depositi alluvionali nelle aree di raccordo tra lo spartiacque ed i percorsi dei torrenti Carfalo, Melogio e Toscala, secondo l'evoluzione ipotizzata, è comunque chiara l'anomala disposizione degli stessi in rapporto al generale assetto idrografico che caratterizza il bacino. Le fasi evolutive che dovrebbero aver generato i processi di cattura fluviale, con un conseguente ampliamento dell'estensione del bacino, possono essere collegate con l'attività tettonica che ha visto il sollevamento dell'altro strutturale di Iano. L'erosione esercitata dagli affluenti di destra idrografica del Roglio, a seguito delle vicende tettoniche, deve essere posta alla base delle catture dei torrenti Carfalo, Melogno e Toscala. Ciò è confermato dalla presenza di numerosi terrazzi fluviali che si dispongono a quote via via maggiori partendo dalle aree di confluenza tra i principali corsi d'acqua di destra idrografica ed il Roglio, verso quelli prossimi allo spartiacque orientale. La relazione tra l'evoluzione tettonica dell'area e quella che ha coinvolto i corsi d'acqua di ordine maggiore è testimoniata, inoltre, dal diverso sviluppo che le valli di destra idrografica hanno subito rispetto a quelle di sinistra. I settori di fondovalle degli affluenti di sinistra sono generalmente caratterizzati da una morfologia a fondo piatto che si protrae fino alle relative testate e che è rappresentativa di un'evoluzione connessa prevalentemente con fenomeni di sovralluvionamento (valli affogate). Tale situazione si presenta anche lungo i settori orientali del bacino ma solo fino alle aree grossomodo prossime agli abitati di Villamagna e Legoli oltre i quali le fasi erosive hanno agito in modo determinante dando origine a valli profondamente incise (valli a V). In questi settori il reticolo idrografico tende a scorrere in corrispondenza del Neogene e dell'Unità Tettonica di Montaione.

Anche per quanto riguarda le alluvioni di fondovalle, che ad oggi solo in piccoli settori posti allo sbocco del bacino possono essere soggetti a fenomeni di esondazione, sono state riscontrate alcune differenze tra i settori di destra e quelli di sinistra idrografica del Roglio. I principali corsi d'acqua che drenano le aree occidentali del bacino hanno inciso le rispettive alluvioni di fondovalle secondo uno sviluppo che presenta approfondimenti maggiori nei settori di confluenza con il T. Roglio rispetto a quelli posti nella testata. Ad oggi, questi scorrono incassati nelle alluvioni di fondovalle senza generare lembi di alluvioni attuali sensibilmente estesi e non presentano terrazzi fluviali sospesi lungo i versanti. I torrenti di destra idrografica mostrano, invece, approfondimenti via via maggiori dai settori prossimi allo sbocco nel Roglio verso quelli orientali. Le alluvioni di fondovalle si sviluppano con continuità verso monte ed evolvono, poco oltre agli abitati di Villamagna e Legoli, a terrazzi sospesi sul versante. Tale situazione appare molto evidente per quelle aste fluviali che caratterizzano i settori sud-orientali

del bacino mentre tendono via via ad essere meno visibili in quelli, sempre di destra idrografica, che scorrono nelle aree più settentrionali. Il Botro della Toscala, infatti, presenta delle incisioni delle alluvioni di fondovalle assai limitate, rispetto a quelle che ad esempio caratterizzano i torrenti posti più a sud, che nei settori di confluenza con il Roglio sono caratterizzate da dislivelli di alcuni metri rispetto all'alveo fluviale. Il Botro della Pollonia, invece, denota un dislivello tra le alluvioni di fondovalle ed il proprio alveo che passa nel giro di 4 km da circa 6 m, in corrispondenza dello sbocco nel Roglio, a ben oltre 16 m, nelle aree poste a ad ovest di Ghizzano.

I torrenti di destra idrografica del Roglio mostrano, in definitiva, i segni di un'evoluzione del proprio livello di base condizionata da un sollevamento della parte orientale del bacino che ha portato ad erosione concentrata nei settori prossimi alle relative testate ed a un sovralluvionamento di quelli distali. A quest'ultimo è probabilmente attribuibile lo spostamento dell'asta fluviale del Roglio che dai settori centrali del bacino si deve essere mossa verso quelli occidentali con il conseguente abbassamento del livello di base dei rispettivi affluenti di sinistra.

Per quanto concerne i terrazzi fluviali occorre porre in evidenza come solamente in prossimità dello spartiacque orientale del bacino e nelle aree prossime all'abitato di S. Vivaldo sono stati osservati gli unici due esempi di terrazzi in "roccia" (*Strath Terrace*), che si sono sviluppati a quote di circa 400 e 280 m in corrispondenza delle formazioni neogeniche. Questi terrazzi sono le prime forme fluviali che si riscontrano percorrendo il bacino dal bordo orientale verso il T. Roglio. Nelle posizioni più centrali del bacino, si sviluppano una serie di terrazzi fluviali che posti a quote approssimativamente comprese tra 370 e 130 m mostrano sottili sequenze deposizionali caratterizzate da sabbie, limi e ciottoli poligenici, rappresentativi delle litologie affioranti in corrispondenza dell'alto morfo-strutturale di Iano. Gli spessori delle alluvioni antiche variano da circa 5 ad oltre 10 m.

Lungo la valle del T. Carfalo, proseguendo dai settori di confluenza con il Roglio verso lo spartiacque orientale, il primo terrazzo fluviale è situato ad una quota di circa 80 m, poco a nord di Legoli. Dopo questa prima superficie terrazzata si ritrovano sia sul versante di destra quanto in quello di sinistra idrografica numerosi altri terrazzi fluviali che poco a sud di Toiano raggiungono quote di circa 110 m rappresentando localmente l'ordine più alto rispetto all'alveo attuale del torrente. I lembi terrazzati di Toiano si sviluppano in modo discontinuo per circa 3 km verso la testata del T. Carfalo fino al punto in cui questo presenta, verso monte, una direzione prevalente di tipo NW-SE. In questo tratto iniziale, che corrisponderebbe al quello assunto dal paleo-Carfalo prima della sua cattura, sono assenti depositi alluvionali terrazzati. Qui, i processi erosivi connessi con la forte incisione verticale esercitata da parte del torrente, probabilmente a seguito della cattura fluviale, hanno cancellato la possibile presenza di

qualsiasi lembo alluvionale antico. L'unica morfologia rappresentativa di uno scorrimento dell'asta fluviale a quote decisamente superiori da quella attuale è costituita dal terrazzo in roccia che, posto a 1,5 km a NW da S. Vivaldo ed a una quota di circa 280 m, appare ubicato ad oltre 50 m dall'attuale fondovalle.

Attualmente i processi fluviali risultano strettamente caratterizzati da fenomeni di erosione concentrata alla base dei versanti e lungo le scarpate che delimitano le alluvioni di fondovalle da quelle attive, connessi con le variazioni laterali dei corsi d'acqua. Solo per i tratti delle aste fluviali posti lungo il settore orientale del bacino l'erosione alla base dei versanti avviene prevalentemente mediante fasi di incisione verticale.

4.3.2 BALZE E CALANCHI

Le balze sono costituite da una serie di scarpate di degradazione, che interrompono la continuità del profilo dei versanti nei settori del bacino in cui affiorano sia le alternanze dei banchi sabbiosi ed argillosi della Formazione di Villamagna sia le sabbie più o meno cementate della Formazione di S. Vivaldo (fig. 40).

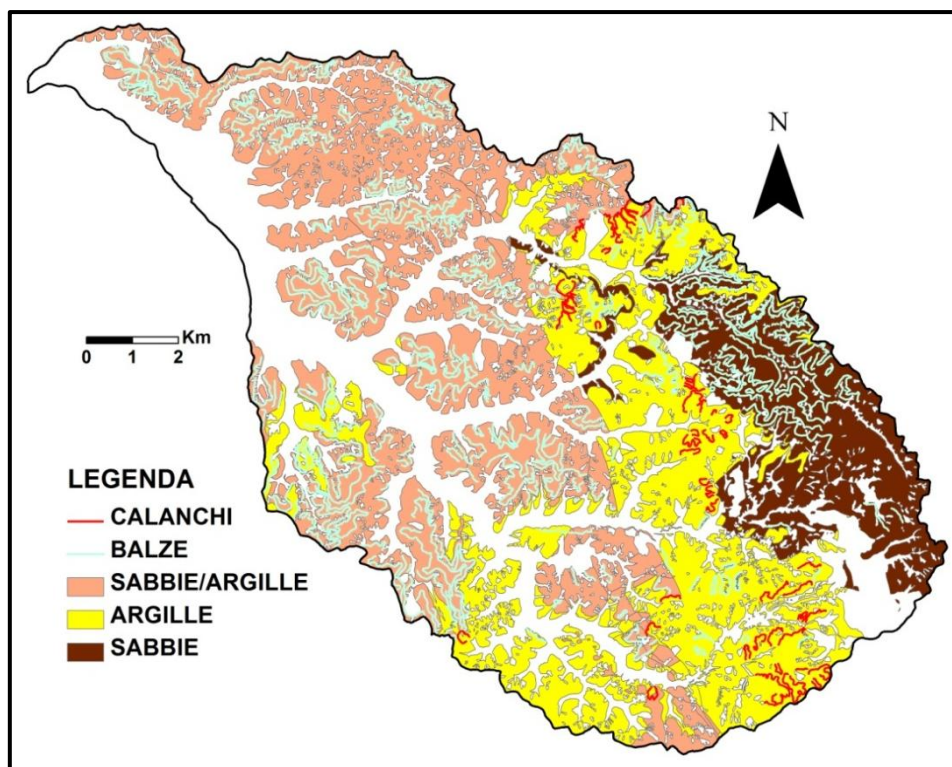


Figura 21 – Distribuzione delle scarpate di degradazione nel bacino del Roglio.

Queste forme si presentano a più riprese lungo lo sviluppo verticale dei versanti originando una morfologia a “gradoni” e si dispongono molto spesso con andamento sub-parallelo (fig. 41).

In corrispondenza della testata di ogni gradone è presente sempre uno strato (sabbioso-cementato) maggiormente resistente alla degradazione rispetto a quelli che affiorano nei settori più acclivi. Malgrado la genesi di queste forme possa essere attribuita all’azione di più processi di degradazione (Rapetti et. al., 2006), nel presente studio il loro sviluppo è stato associato in prevalenza allo scorrimento delle acque superficiali che hanno agito nella morfoselezione dei banconi più resistenti. L’accentuazione della morfologia con l’alternanza di pareti verticali e lunghi declivi sub-orizzontali è infatti favorita dalla differente permeabilità fra le sabbie e le argille (Marroni et al., 1990). Le balze presenti nel Roglio caratterizzano i versanti con lo sviluppo di salti verticali sempre considerevoli, che in alcuni casi superano i 20 m e sono spesso sede di fenomeni franosi appartenenti alle tipologie di scorrimento traslativo e rotazionale (fig. 41).

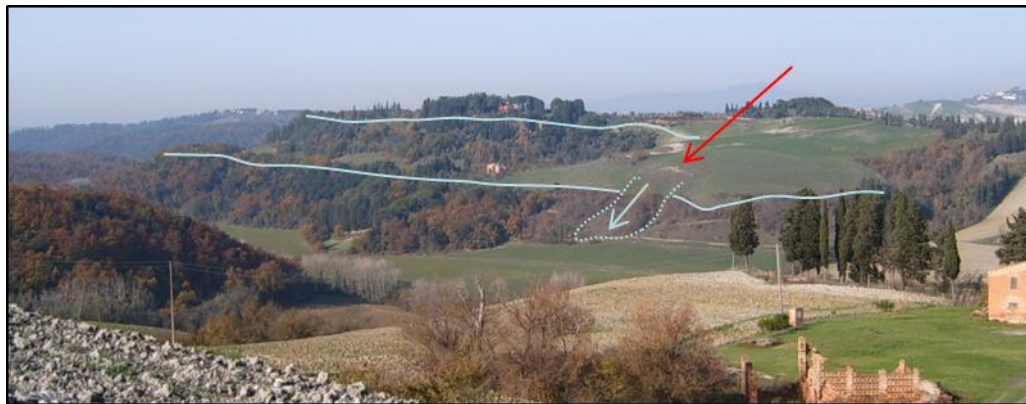


Figura 41 – Aspetto dei versanti a Balze e relativa evoluzione gravitativa.

Tra le forme connesse con l’azione delle acque di scorrimento superficiale i calanchi risultano certamente quelle che hanno fortemente condizionato l’aspetto del paesaggio laddove affiorano le argille plioceniche. Caratterizzati da sistemi di drenaggio profondamente incisi e separati da interfluvi stretti, i calanchi si sono sviluppati con estensione non trascurabile sui pendii in cui affiorano i litotipi della Formazione delle Argille Azzurre (fig. 40).

Dal punto di vista morfologico i calanchi possono essere suddivisi in due differenti tipologie. Quella più comune è caratterizzata da una morfologia dolce, con acclività delle vallecicole che costituiscono le singole unità, mediamente basse e separate da interfluvi con creste arrotondate. Il fondo di queste

forme è spesso caratterizzato da una copertura arborea e/o arbustiva che dalla base del calanco si prolunga spesso fino alla sommità. Le tipologie meno comuni ma in genere più estese sono costituite da espressioni piuttosto aspre e decise che appaiono contraddistinte da interfluvi affilati e da sistemi di drenaggio fortemente acclivi. Una tale differenziazione delle morfologie calanchive è stata osservata anche nell'Alta Val d'Era (Rodolfi & Frascati, 1979) dove la genesi di quelle più acclivi ed aspre è stata associata alla presenza nelle argille affioranti lungo i versanti dell'alternanza di condizioni litologiche non omogenee dal punto di vista granulometrico; l'occorrenza di livelli più argilloso-sabbiosi o livelli più consolidati e resistenti avrebbe consentito la genesi delle forme più marcate, mentre l'affioramento di argille omogenee avrebbe costituito il fattore predisponente la formazione di quelle più dolci e meno acclivi. Sebbene per l'area di studio le morfologie più dolci sembrano effettivamente svilupparsi in versanti ove la sequenza delle litologie affioranti è monotonamente argillosa, le forme più aspre appaiono, invece, caratterizzate dalla presenza di livelli o banchi più sabbiosi che si sviluppano solamente in prossimità delle rispettive testate. Ad esempio, nel caso dei calanchi che si sono generati sul versante meridionale del colle di Toiano e che costituiscono le morfologie più aspre ed acclivi di tutto il bacino, la sequenza litologica che dalla base si protrae fino a pochi metri dal tetto è costituita esclusivamente da una ripetizione omogenea dei livelli argillosi appartenenti alla Formazione delle Argille Azzurre, mentre solo in prossimità del crinale si ha il netto passaggio alle sabbie della Formazione di Villamagna. La presenza alla testata di litologie più resistenti all'erosione (*cap rock*), rispetto a quelle sottostanti, consentirebbe in tal caso al calanco di raggiungere un profilo di equilibrio caratterizzato da acclività maggiori e di mantenere tale acclività a seguito dell'evoluzione regressiva del versante (Scheiddeger, 1964).

Tutte le forme calanchive si sono sviluppate prevalentemente in corrispondenza dei versanti esposti verso i quadranti meridionali del bacino (fig. 42). Questa disposizione può essere associata all'effetto della radiazione solare che caratterizza con maggior intensità i versanti in questione, rispetto a quelli esposti verso i settori settentrionali (Lulli & Ronchetti, 1973). Le argille e le argille limo-sabbiose della Formazione delle Argille Azzurre hanno caratteristiche analoghe per quanto concerne la permeabilità che è condizionata da una igroscopicità elevata. Il punto di saturazione viene raggiunto molto velocemente attraverso processi di capillarità che coinvolgono soltanto i settori più superficiali. A seguito di una maggior esposizione all'irradiazione solare la coltre alterata dei litotipi argillosi è soggetta a processi di evaporazione del proprio contenuto di acqua che si protraggono nei livelli più profondi.

Gli effetti, connessi con una variazione delle relative caratteristiche fisiche ed una fessurizzazione per contrazione, favoriscono il propagarsi dello stato di alterazione ai livelli via via più profondi, lo sviluppo di processi di erosione incanalata e la genesi delle forme calanchive. Occorre precisare come la relazione tra esposizione dei versanti e presenza di calanchi costituisca solamente il risultato di uno studio di tipo descrittivo e bivariato. Possono esistere quindi una serie di fattori ambientali che influenzano la genesi di tali morfologie ma che non sono stati presi in considerazione.

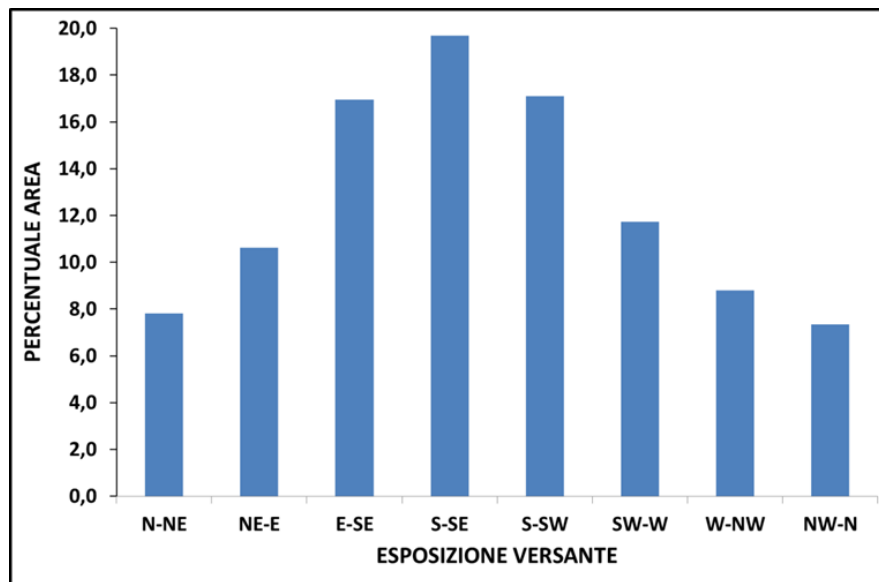


Figura 42 – Distribuzioni delle aree dei versanti a calanchi in funzione dell'esposizione.

Benché inseriti tra i morfotipi dovuti all'azione delle acque correnti superficiali, seguendo le indicazioni fornite dal Servizio Geologico Nazionale per la redazione della carta geomorfologica d'Italia alla scala 1: 50.000, i calanchi osservati nel bacino denotano comunque un'evoluzione che si esplica in maniera non trascurabile attraverso lo sviluppo di fenomeni gravitativi. Di fatto, i calanchi che possono essere definiti attivi solo in base all'azione dei processi che li hanno generati costituiscono un numero veramente esiguo. In prevalenza, tali forme vengono localmente riattivate dallo sviluppo di frane che liberano parti del versante dalle coperture vegetali esponendoli solo successivamente all'azione erosiva delle acque di scorrimento superficiale (fig. 43).

Generalmente gli orli delle scarpate che identificano sia i calanchi che le balze sono soggetti ad una evoluzione regressiva connessa con lo sviluppo di fenomeni franosi appartenenti alle tipologie di scorrimento traslativo e rotazionale.

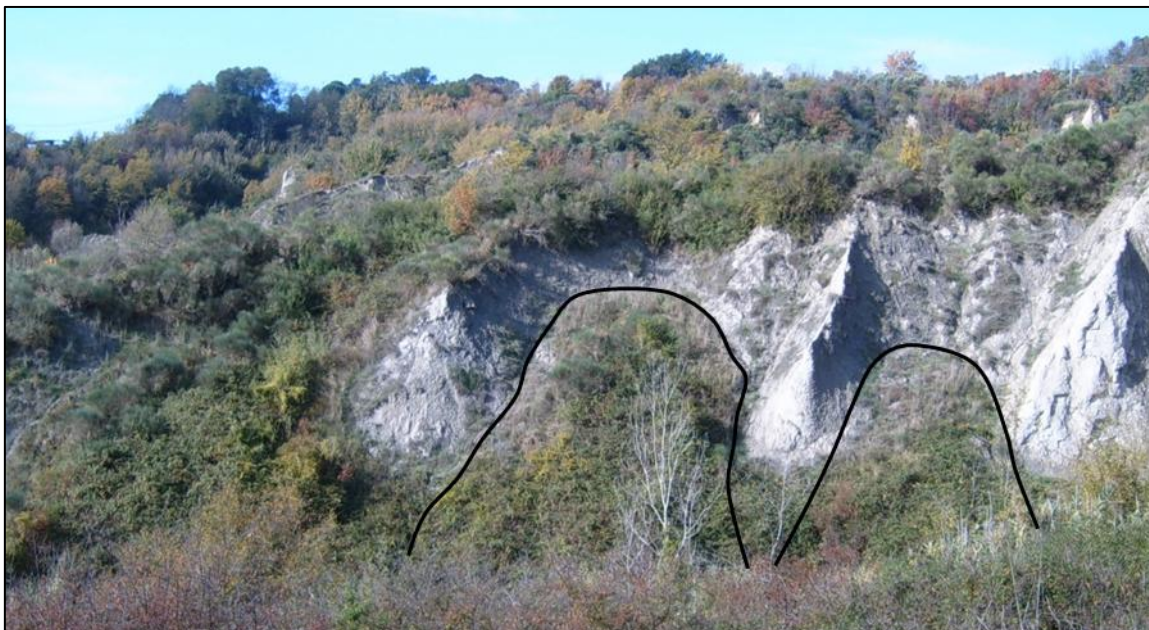


Figura 43 – Evoluzione gravitativa delle aree calanchive non più attive

L'erosione incanalata che agisce con evoluzione regressiva lungo i calanchi porta ad accentuare il disequilibrio gravitativo della parte sommitale del versante che subisce, anche grazie allo stato di fratturazione dei livelli superficiali, l'innescò delle forme gravitative. Il materiale che si accumula lungo i canali dei calanchi e che generalmente non viene preso in carico dalle acque di scorrimento superficiale tende a sua volta ad essere coinvolto nella genesi di colamenti, a seguito di prolungati ed intensi eventi piovosi (Battaglia et al., 2011). Quest'ultima tipologia di fenomeni franosi è apparsa in molte situazioni caratterizzare le aree dei calanchi con forme di dimensioni rilevanti. Lo stato di attività delle morfologie calanchive è stato attribuito in base alla presenza o meno di quei processi che sono stati responsabili della loro genesi e non rispetto a quelli che ne caratterizzano l'attuale evoluzione. Per quest'ultimi sono state rilevate, quando cartografabili, le rispettive forme di erosione e deposizione, con il relativo stato di attività.

4.3.3 FENOMENI FRANOSI

Il bacino del Roglio è fortemente antropizzato ed i numerosi centri abitati, che sono stati edificati prevalentemente in corrispondenza dei rilievi collinari dove affiorano le litologie argilloso-sabbiose neogeniche, sono situati spesso in prossimità di situazioni dove l'attuale evoluzione dei versanti si sviluppa in modo regressivo attraverso la genesi di frane. In particolare, a seguito degli studi geomorfologici sono state rilevate situazioni di rischio per gli abitati di Montaione, Peccioli, Toiano,

Montefoscoli e Villamagna. Mentre per Toiano i processi gravitativi hanno già interessato l'abitato da diversi anni (Cannuti et al., 2000), causando il lesionamento di alcuni edifici, frequenti interruzioni della viabilità ed il progressivo abbandono del paese, per gli altri centri abitati l'instabilità non ha ancora interessato edifici di civile abitazione. Per quest'ultimi però sono stati osservati, a monte delle scarpate dei principali fenomeni franosi, elementi tipici di una evoluzione regressiva degli stessi che potrebbe in futuro portare al collasso di settori del versante interessando seriamente gli abitati.

Complessivamente lungo il bacino le frane hanno interessato una superficie di circa 20,7 km², che corrisponde a circa il 12,5 % dell'intera area di studio. In totale sono stati rilevati 4.137 fenomeni franosi, che sono stati raggruppati in tre principali tipologie: scorrimento traslativo (3.174), colamento (873), scorrimento rotazionale (90). Tra queste, 233 traslative, 102 colamenti e 19 rotazionali sono avvenute successivamente al 1975, di cui 10 fenomeni franosi (8 traslativi, 1 colamento e 1 rotazionali) sono occorsi tra il 2003 ed il 2010.

Lo studio dei processi che sono stati ritenuti responsabili della morfogenesi gravitativa dei versanti, associato ad una preliminare comparazione tra le varie tipologie di frane e l'assetto geologico-geomorfologico dell'area di studio, ha consentito di definire una serie di fattori che possono essere considerati predisponenti per la genesi del fenomeno franoso.

Scorrimenti traslativi

Gli scorrimenti traslativi sono i fenomeni franosi più frequenti e risultano i primi anche come estensione complessiva della superficie coinvolta. Questi fenomeni infatti coprono circa il 69% della superficie totale in frana, ma sono caratterizzati da una dimensione media decisamente inferiore rispetto a quella degli altri morfotipi gravitativi. Soprattutto per quanto riguarda le dimensioni degli orli delle scarpate occorre mettere in evidenza come quelle delle frane di scorrimento traslativo siano distribuite attorno ad una media di circa 99,7 m, con una deviazione standard di 45 m.

I fenomeni traslativi sono distribuiti in modo abbastanza uniforme lungo il bacino tranne che per i settori dove affiorano le unità pre-neogeniche e dove risultano meno frequenti rispetto alle altre aree rilevate. Questi morfotipi sono assai frequenti anche in corrispondenza dei litotipi argillosi appartenenti alla Formazione delle Argille Azzurre e si sviluppano prevalentemente in situazioni di acclività medio-alta (fig. 44), anche se non mancano casi in cui la loro genesi è avvenuta in settori del versante a bassa pendenza. Lo sviluppo frequente di questa tipologia di frana in terreni prevalentemente argillosi è apparsa inizialmente quanto mai inaspettata. Ad un'osservazione più dettagliata è stato ritenuto

plausibile come la loro occorrenza possa essere attribuita sia al tipo di evoluzione a cui è soggetta la coltre d'alterazione delle argille sia alle vicende tettoniche che hanno coinvolto tutto il neogene.



Figura 44 – Scorrimento traslativo nelle argille plioceniche

Le contrazioni che subiscono le coperture regolitiche derivanti dalle argille, a causa della perdita del proprio contenuto d'acqua, generano in particolare profonde crepe che dalla superficie si propagano verso i settori più interni fino ad interessare in profondità anche il substrato non alterato (Lulli & Ronchetti, 1973; Vittorini, 1979). Tali fratture possono intersecare sia le fessure che sono state osservate frequentemente nei litotipi argillosi non alterati, probabilmente rappresentative dell'evoluzione tettonica che ha portato all'esumazione della serie pliocenica, sia i livelli più sabbiosi che frequentemente si alternano a quelli prettamente argillosi. In queste condizioni lo sviluppo degli scorrimenti traslativi può essere attribuito ad una circolazione delle acque meteoriche che successivamente a periodi di forte siccità tende a raggiungere in profondità i litotipi fessurati, appesantendo la parte relativamente più superficiale ed innescando lo scorrimento o in corrispondenza dei livelli più sabbiosi o lungo linee di debolezza. Frequentemente le frane inserite in questa tipologia risultano infatti caratterizzate da uno stile di attività complesso, in cui nei settori di distacco il fenomeno franoso si origina come un iniziale scorrimento traslativo puro, per poi evolvere in un colamento in quelli al piede. L'evoluzione in processi di colamento dei settori al piede indica una risposta agli stress compressivi, che generalmente si creano in queste zone del corpo di frana, di tipo plastico.

I fenomeni franosi che possono essere attribuiti ad un unico movimento planare sono in genere rari e caratterizzano le scarpate dei calanchi (fig. 45).



Figura 45 – Scorrimenti traslativi sui calanchi inattivi posti in prossimità di Villamagna

In seguito al rilevamento morfologico è stato osservato come, più in generale, i morfotipi attribuiti ad un iniziale scorrimento traslativo caratterizzano con frequenza i settori dei versanti posti in prossimità sia delle aste torrentizie sia delle scarpate di degradazione che definiscono le balze ed i calanchi. Soprattutto l'azione connessa con l'erosione esplicata dagli elementi idrografici sembra costituire un importante fattore ambientale per la loro genesi. Questo è particolarmente evidente nei settori orientali del bacino dove l'azione fluviale ha agito con maggior intensità a seguito delle vicende che hanno contraddistinto l'evoluzione pleistocenica dell'area. Nel caso del T. Carfalo, questa evoluzione ha portato all'erosione di quasi tutta la coltre alluvionale ed a un incremento dell'acclività nei settori medio-bassi dei versanti. Tale situazione di disequilibrio morfologico ha portato alla genesi di numerosi fenomeni di scorrimento traslativo che si sono impostati sia sulle litologie argillose che in quelle sabbiose, ricoprono vasti settori del versante.

In molti casi è stato osservato come l'azione erosiva esercitata tutt'oggi dai torrenti che scorrono dal bordo orientale del bacino porti ad un'evoluzione dei corpi di frana secondo la genesi di nuovi fenomeni franosi. In altri casi i corpi di frana che sono soggetti all'erosione fluviale concentrata nei settori al piede presentano delle morfologie tipiche (fratture di tensione) di una loro recente riattivazione, anche se le relative scarpate appaiono inattive e molto spesso degradate.

Nei settori orientali è stata osservata, inoltre, una maggiore frequenza delle frane di grosse dimensioni soprattutto in corrispondenza dei versanti posti alla confluenza di due aste torrentizie, dove la loro genesi è probabilmente correlabile all'azione congiunta degli elementi idrografici (fig. 46A).

L'erosione regressiva esplicata dai torrenti è probabilmente alla base anche della formazione dei fenomeni gravitativi rilevati in corrispondenza delle incisioni laterali che bordano i corpi di frana più antichi (fig. 46B).

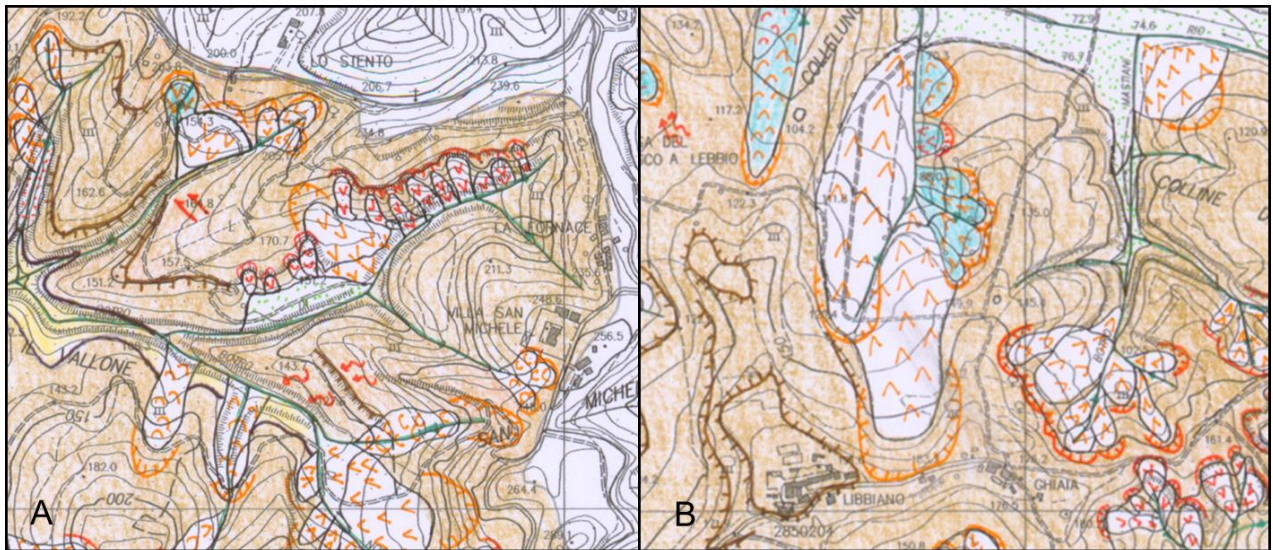


Figura 46 – A) Scorrimenti traslativi di grosse dimensioni che si sviluppano in corrispondenza della confluenza di due corsi d'acqua. B) Scorrimento traslativo che si è generato lungo il fianco sinistro di un preesistente corpo di frana.

Complessivamente le frane di scorrimento traslativo appaiono caratterizzate da uno stato di attività prevalente di tipo quiescente o inattivo. Solo in alcuni casi sono stati riscontrati in campagna elementi rappresentativi di una attività recente dei processi gravitativi che hanno portato ad una classificazione delle frane come attive. Questo è il caso delle frane che coinvolgono il versante settentrionale di Villamagna. In corrispondenza dei corpi di frana sono state riscontrate morfologie rappresentative di una evoluzione periodica che probabilmente è correlabile con un lento ma continuo scorrimento profondo. Inoltre, anche lungo i settori del versante posti a pochi metri a monte delle relative nicchie di distacco si è osservata una serie di fratture di tensione con andamento ortogonale alla direzione di massima pendenza che assumono andamenti arcuati, con concavità rivolta verso le aree basse del versante, ed appaiono spesso caratterizzate da ribassamenti decimetrici.

Scorrimenti rotazionali

Gli scorrimenti rotazionali sono i fenomeni franosi meno frequenti. Questi risultano gli ultimi oltre che come numero di casi rilevati anche come estensione complessiva, interessando solo l'8% dell'area totale soggetta a frana. Tuttavia, le forme appartenenti a questa tipologia sono caratterizzate da dimensioni decisamente più rilevanti rispetto alle altre rilevate nel bacino. Le dimensioni degli orli di scarpata ad esempio sono distribuite attorno ad una media di circa 163 m, con una deviazione standard di 119 m. Come per gli scorrimenti traslativi anche per questa tipologia non appare certa una correlazione tra la genesi e la litologia affiorante nel bacino. Di fatto, le frane di scorrimento rotazionale sono state rilevate sia in corrispondenza dei depositi sabbioso-cementati della Formazione di S. Vivaldo sia in quelli argillosi ed argilloso-sabbiosi delle altre formazioni plio-pleistoceniche. Anche in concomitanza delle unità tettoniche pre-neogeniche gli scorrimenti rotazionali hanno condizionato l'evoluzione morfologica del paesaggio.

A differenza di quelli traslativi, la distribuzione di questi fenomeni è sembrata condizionata, almeno in modo passivo, dalla presenza degli elementi tettonici che hanno cagionato lo sviluppo del graben dell'Era e segnato la storia evolutiva del bacino. L'importanza della presenza di strutture tettonico-disgiuntive nella genesi delle frane di scorrimento rotazionale è apparsa di non trascurabile entità soprattutto per quei fenomeni franosi che si sono generati coinvolgendo le litologie argillose della Formazione delle Argille Azzurre.

Le frane di scorrimento rotazionale che si sono impostate sui terreni argillosi del pliocene si sono disposte concentrandosi nelle immediate vicinanze di elementi tettonici distensivi o trastensivi, come nel caso ad esempio dei versanti posti a circa 2 km ad ovest di Legoli (fig. 47).

Le frane rotazionali che si sono sviluppate in questi settori del bacino hanno una superficie di scorrimento che interessa molto più in profondità i litotipi affioranti, rispetto alle altre tipologie riscontrate. Il loro sviluppo può quindi essere predisposto da un fattore ambientale i cui effetti condizionano in modo pervasivo la stabilità dei versanti in argilla. Tra i fattori predisponenti la genesi dei fenomeni franosi quello che più di ogni altro influenza la struttura profonda dei versanti è senza dubbio la tettonica. Nel caso in discussione, in particolare, la vicinanza a faglie e sovrascorrimenti può essere considerata un elemento predisponente la genesi delle forme rilevate. La concentrazione delle frane di scorrimento rotazionale in prossimità degli elementi tettonico-disgiuntivi può, in definitiva, essere spiegata con un maggior sviluppo di sistemi di frattura profondi e una conseguente diminuzione della resistenza delle argille nella genesi di tali morfotipi.

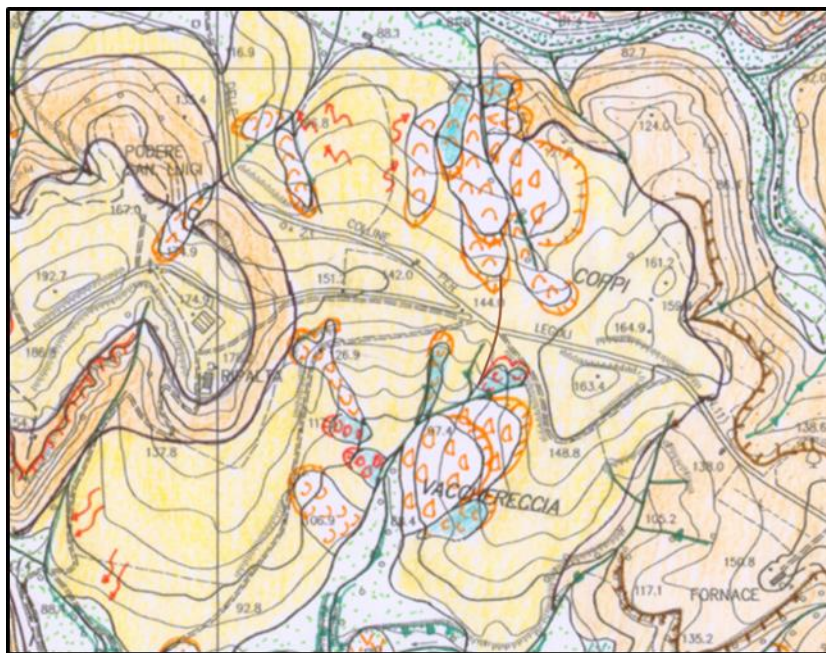


Figura 47 – Gruppo di frane di scorrimento rotazionale poste in corrispondenza di una delle faglie coniugate al sistema Villamagna-Legoli

Anche le frane di scorrimento rotazionale, come per le quelle traslative, la distanza dalle scarpate di degradazione e dagli elementi idrografici sembra aver giocato un ruolo non trascurabile nelle loro genesi. Per quanto concerne i versanti a balze sono stati rilevati numerosi fenomeni franosi appartenenti alla tipologia rotazionale che si sono sviluppati dai declivi sub-orizzontali posti a monte delle scarpate ed hanno interessato gran parte dei settori più acclivi sottostanti (fig. 41). Molte di queste frane hanno subito movimenti complessivi generalmente ridotti, dell'ordine di qualche metro, e sembrano coinvolgere i settori del versante compresi tra le testate di due balze successive. Mentre la scarpata di frana si genera in corrispondenza del pianoro posto immediatamente a monte della balza, la superficie di scorrimento pare attestarsi lungo il profilo del versante in corrispondenza del bancone che, posto a quote inferiori, definisce la balza successiva. La genesi dei fenomeni franosi in corrispondenza delle balze è probabilmente attribuibile sia al disequilibrio gravitativo generato sul versante dallo sviluppo delle forme gradonate, sia dalla formazione in corrispondenza della testata dei banconi più resistenti di sistemi di frattura sub-verticali e ad andamento parallelo a quello della scarpata di degradazione. Quest'ultimi favoriscono l'infiltrazione in profondità delle acque meteoriche, fino al raggiungimento dei livelli più argillosi ed impermeabili, ed una circolazione delle stesse tale da favorire la genesi dei fenomeni franosi in discussione. Le frane che hanno interessato i versanti a balze sono prevalentemente caratterizzate da uno stato di attività di tipo quiescente.

La genesi dei fenomeni di scorrimento rotazionale è apparsa inoltre correlabile a quei processi erosivi che si innescano in prossimità degli elementi idrografici e in particolare all'azione connessa con lo scalzamento alla base dei versanti da parte dei torrenti. Questo è facilmente osservabile soprattutto in corrispondenza delle aree centro-orientali del bacino, dove i movimenti laterali subiti dagli affluenti di destra del Roglio, che hanno accompagnato quelli connessi con le fasi di incisione verticale, hanno causato l'erosione di gran parte delle alluvioni terrazzate più recenti ed agiscono attualmente in corrispondenza dei rispettivi versanti in roccia. L'azione erosiva espletata dai torrenti è inoltre considerata la principale causa sia della formazione delle nuove frane di scorrimento rotazionale che si generano in corrispondenza dei corpi di quelle più vecchie, sia della riattivazione complessiva di quei fenomeni di grandi dimensioni, per i quali le indagini di terreno hanno rilevato indizi recenti di movimento (fig. 48).



Figura 48 – Fratture di tensione e ribassamenti in prossimità di Toiano

Colamenti

I fenomeni di colamento sono i più frequenti dopo quelli traslativi. Queste forme gravitative risultano interessare complessivamente il 23% della superficie totale del bacino che è stata coinvolta da frana e sono caratterizzate da dimensioni intermedie rispetto alle forme appena descritte ma comunque più vicine a quelle dei fenomeni di scorrimento traslativo che a quelle rotazionali. In tal senso è opportuno mettere in evidenza come le dimensioni degli orli di scarpata di queste frane siano distribuite attorno ad una media di circa 110 m, con una deviazione standard di 50,9 m. Non mancano comunque casi in cui le frane presentano dimensioni rilevanti, condizionando pesantemente il paesaggio (fig. 49).

Questi fenomeni interessano in prevalenza litotipi a componente argillosa anche se alcuni casi sono stati riscontrati in corrispondenza delle litologie pre-neogeniche appartenenti sia alla successione toscana sia alle unità liguri. Nelle litologie neogeniche, a differenza delle frane di scorrimento, è stata osservata una forte concentrazione dei colamenti in corrispondenza dei terreni appartenenti alla Formazione delle Argille Azzurre.



Figura 49 – Frana di colamento nei versanti settentrionali di Legoli.

Nei settori del bacino ove affiora questa formazione le frane di colamento si sono impostate con frequenza sui settori dei versanti caratterizzati da acclività medio-basse ed in prossimità delle testate degli impluvi. La bassa acclività e la forma imbutiforme che caratterizza questi settori tendono a costituire le condizioni favorevoli per la genesi dei colamenti. In particolare la morfologia ad imbuto che caratterizza quasi tutti i settori del versante posti a monte delle principali incisioni vallive tende sia a favorire l'accumulo delle spesse sequenze detritiche derivanti dall'alterazione delle argille, che si mobilitano per soliflusso o reptazione fino alla sezione di chiusura di questi piccoli bacini, sia al convogliamento di grosse quantità di acqua che, a seguito degli eventi piovosi intensi e prolungati, saturano rapidamente il detrito presente. In queste condizioni, la bassa acclività ed il prevalente carattere argilloso delle coperture favoriscono la genesi dei fenomeni di colamento.

Per queste forme l'azione esplicata dall'evoluzione regressiva dei torrenti è considerabile di primaria importanza, in quanto tali processi sembrano essere intervenuti in modo determinante nell'erosare le

varie sequenze detritiche proprio in corrispondenza dei settori posti al piede delle stesse e nella sezione di chiusura delle morfologie imbutiformi.

Le frane di colamento si sviluppano, inoltre, con frequenza nelle aree medio-basse dei versanti modellati a calanchi, dove si sviluppano in corrispondenza di quei corpi di frana che, per scorrimento traslativo, si sono accumulati alla base delle scarpate. Anche in questo caso, l'accumulo di non trascurabili quantitativi di acqua piovana alla base del versante a calanchi, dove si assiste sia alla confluenza tra impluvi secondari sia ad una netta variazione della pendenza, tende ad imbibire il materiale franato ed a rimobilizzarlo secondo processi di colamento. A differenza di quanto osservato per gli scorrimenti rotazionali non sembra, almeno da quanto emerso durante le fasi di rilevamento, che la genesi dei morfotipi in discussione possa essere correlata alla presenza di strutture tettoniche. Questo fattore, come osservato per le frane traslative, potrebbe comunque agire in modo indiretto favorendo un'alterazione più spinta delle argille. L'impossibilità di poter osservare sezioni sufficientemente estese per un'analisi dettagliata delle strutture deformative e una valutazione degli spessori delle coltri di alterazione non consente comunque di poter svolgere ulteriori considerazioni circa l'azione espletata dagli elementi tettonico-disgiuntivi nella genesi di questa tipologia di frane.

Come visto per la valle Milia, i fenomeni qui in discussione appartengono prevalentemente alla tipologia dei colamenti lenti e si presentano secondo una serie di dossi e lobi che si sviluppano con convessità rivolta verso le quote più basse del versante (fig. 50).



Figura 50 – Frana di colamento in corrispondenza della Formazione delle Argille Azzurre.

Anche le frane valutate come attive mostrano l'occorrenza di simili morfologie che a seguito di ripetute indagini di terreno sono state considerate come l'espressione superficiale di movimenti periodici, che si attivano solo in concomitanza di forti eventi piovosi.

CAPITOLO 5

Analisi condizionale: concetti di base ed acquisizione dei dati

Successivamente alla realizzazione delle carte geologico-geomorfologiche, alla determinazione dello stato di dissesto e alla definizione dei possibili fattori ambientali che possono aver condizionato la distribuzione dei fenomeni franosi osservati, è stata eseguita una fase di preparazione di tutti quegli elaborati di base relativi allo stato della natura che sono fondamentali ai fini della zonazione della suscettività.

L'utilizzo del GIS, nelle fasi di elaborazione dati e definizione della zonazione spaziale della suscettività, ha richiesto, in particolare, la costruzione di prodotti in formato digitale (vettoriali e/o raster), per ogni singolo fattore ambientale e per l'inventario dei fenomeni franosi.

La determinazione dei fattori da inserire nella procedura per la zonazione della propensione al dissesto per frana è stata effettuata anche in rapporto alla scelta di utilizzare il metodo di analisi condizionale; metodo che denota numerosi vantaggi rispetto ad altri sistemi statistici ma che presenta comunque alcune limitazioni.

5.1 ANALISI CONDIZIONALE.

Il metodo dell'analisi condizionale è basato sul Teorema di Bayes (Morgan, 1968) il quale afferma che la probabilità di occorrenza futura di un evento, associato a specifiche condizioni predisponenti, è determinata dal conteggio dello stesso tipo di evento che è avvenuto nel passato sotto le stesse condizioni (probabilità condizionata). In dettaglio, la probabilità $P(A|B)$ di accadimento di un evento A condizionata dall'accadimento di un evento B, che può essere ad esempio costituito dalla presenza di un certo insieme di condizioni ambientali, viene determinata in base al teorema delle probabilità composte, o prodotto delle probabilità di eventi dipendenti, come il rapporto tra la probabilità dell'accadimento contemporaneo dei due eventi $[P(A \cap B)]$ e quella dell'evento B $[P(B)]$.

Essendo la probabilità di accadimento di un evento definibile come il rapporto tra il numero di casi manifestati ed il numero dei casi ugualmente possibili ed autoescludentisi (probabilità a priori), nel caso di una distribuzione spaziale degli eventi A e B, non incompatibili, la probabilità condizionata $P(A|B)$ può essere vista come il rapporto tra il numero di casi manifestati di A e B simultaneamente e quello dei casi manifestati di A.

In pratica, con riferimento alla figura 51, la probabilità $P(A|B)$ sarebbe identificabile come: $P(A|B) = P(A \cap B) / P(B) = (k/N) \times (N/m) = k/m$. Dove n , k , m rappresentano rispettivamente le occorrenze degli eventi A , $A \cap B$, B mentre N è il numero di casi ugualmente possibili ed autoescludentisi.

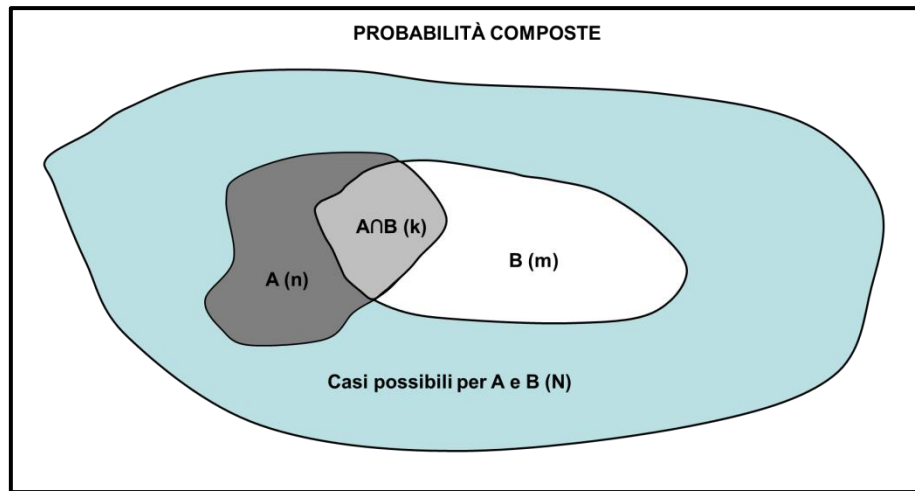


Figura 522 – Accadimento degli eventi A, B in rapporto al relativo campo di esistenza (casi ugualmente possibili ed autoescludentisi)

Nell'esempio appena discusso l'evento B può anche rappresentare l'occorrenza di un'unica combinazione di più eventi X_i che identifica un sottoinsieme del campo dei casi possibili separato da altri che sono caratterizzati da sequenze diverse.

In un ottica di analisi spaziale delle relazioni tra fattori condizionanti e variabile dipendente tutto questo si traduce prima nella definizione di aree omogenee dal punto di vista delle possibili combinazioni dei fattori condizionanti e successivamente, per ognuna di queste, nel calcolo delle densità di occorrenza dell'evento dipendente.

Nel caso dell'analisi della suscettività al dissesto per frana, la probabilità di accadimento del fenomeno franoso viene determinata suddividendo il territorio in settori omogenei, che presentano combinazioni esclusive dei fattori ritenuti predisponenti, e nel calcolo della loro densità di frana.

Le Unità di Condizioni Uniche (UCU) sono proprio le aree all'interno delle quali sussistono le condizioni di omogeneità relative alle possibili combinazioni.

Giacché nei processi di analisi spaziale che portano alla zonazione della probabilità di accadimento dell'evento frana, l'insieme dei casi possibili è condizionato dal territorio soggetto a studio e quindi da dimensioni areali, la definizione della suscettività all'interno di una UCU è determinata dal rapporto tra la somma delle aree delle frane presenti e l'area totale della UCU (Carrara et al., 1995).

Quindi:

$$P(L|UCU) = P(L \cap UCU) / P(UCU) = (\text{area totale frane} \cap \text{area UCU}) / (\text{area UCU})$$

In definitiva, nell'analisi condizionale il territorio viene suddiviso in unità di condizioni uniche e vengono calcolate le rispettive densità di frana, che costituiscono le probabilità di accadimento del fenomeno franoso in ciascuna di esse. Le varie unità territoriali vengono quindi raggruppate all'interno di classi in base alla densità con cui in passato sono state interessate dall'evento frana; classi che suddividono il territorio in settori a differente suscettività.

La definizione delle UCU impone l'utilizzo di tecniche GIS per la rappresentazione e l'analisi degli elementi del contesto geologico, geomorfologico e geografico e soprattutto per la gestione degli attributi che li descrivono. Infatti, la suddivisione del territorio in unità di condizioni uniche è un procedimento particolarmente adatto all'uso delle tecniche di analisi spaziale, dove gli elaborati relativi ai fattori predisponenti vengono sovrapposti (tramite *overlay*), relazionati e raggruppati in un unico strato informatico in base alle combinazioni uniche dei vari fattori considerati. In questo procedimento generalmente vengono analizzati strati informativi relativi a variabili (fattori ambientali) sia qualitative nominali, come ad esempio la litologia, che quantitative, come nel caso dell'acclività dei versanti.

Al fine di evitare una ripartizione del territorio in un numero elevatissimo di unità di condizioni uniche, scarsamente significative da un punto di vista statistico, ed un appesantimento delle procedure di analisi statistica, usualmente i fattori ambientali caratterizzati da valori quantitativi sono suddivisi in un numero limitato di classi attraverso l'impiego di algoritmi di calcolo automatici o definendo a priori gli intervalli di raggruppamento. Tale procedura può interessare anche i fattori ambientali che sono definiti da variabili qualitative nominali allorché sussistono condizioni di omogeneità per le singole variabili nei confronti del potere condizionante la genesi di frane.

In conclusione, il procedimento che porta all'analisi condizionale prevede la definizione dei parametri ritenuti correlati alla distribuzione dei fenomeni franosi, la loro acquisizione in ambiente GIS, la loro suddivisione in classi e la loro sovrapposizione per la creazione del livello informatico relativo alle UCU. Dalla successiva sovrapposizione della mappa delle UCU con l'inventario delle frane viene determinata la densità, e quindi la probabilità di accadimento del fenomeno franoso per ogni specifica combinazione di condizioni ambientali (fig. 52).

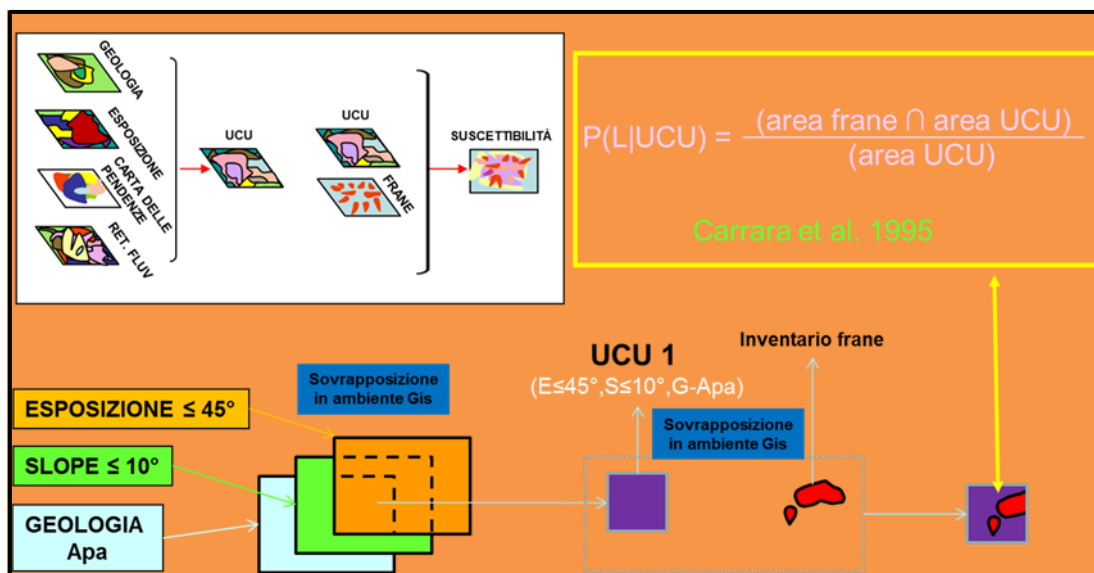


Figura 523 – Procedura schematizzata per la definizione della probabilità di accadimento del fenomeno frana in ogni UCU.

A differenza di molti metodi di analisi statistica multivariata quello condizionale appare concettualmente molto semplice e di facile attuazione anche per un personale non particolarmente specializzato. Oltre a questo, il metodo presenta dei vantaggi per quanto riguarda le caratteristiche che devono avere i fattori introdotti nell'analisi statistica (Chung & Fabbri, 1999). Ad esempio, l'analisi bivariata e quella multivariata di regressione lineare (Logit) necessitano che sia verificata l'indipendenza delle variabili introdotte nel modello (Aleotti & Chowdhury, 1999; Dey et al., 2000; Thiery et al., 2007; Regmi et al., 2010; Yalcin et al., 2011), mentre quella discriminante oltre all'indipendenza richiede che le covariate (variabili indipendenti) abbiano anche una distribuzione normale (Hosmer & Lemeshow, 1999; Giudici, 2005; Härdle & Simar, 2007).

L'analisi condizionale presenta comunque alcuni limiti che riguardano il numero complessivo di fattori ambientali che possono essere usati nella creazione dei modelli predittivi. In particolare il processo di creazione delle UCU può portare ad una quantità di unità territoriali pari al prodotto tra il numero di classi di ciascun fattore inserito nell'analisi. Nel dettaglio, se vengono considerati n fattori ambientali, rispettivamente suddivisi in N_1, N_2, \dots, N_n classi, il numero massimo K di UCU ottenibile dalla combinazione degli n strati informativi è dato da: $K = \prod_{i=1}^n N_i$. Aumentando il numero di fattori si ha, quindi, un aumento delle probabilità di creare un numero elevato di UCU di piccole dimensioni.

L'introduzione nei modelli previsionali di numerose unità di condizioni uniche di piccole dimensioni riduce la significatività statistica di tali unità ed un conseguente abbassamento della capacità predittiva

dei modelli stessi (Carrara et al., 1995; Chung et al., 1995; Chung & Fabbri, 1999; Guzzetti et al., 1999).

Un secondo limite rispetto ad altri metodi multivariati, come l'analisi di regressione lineare e quella discriminante, riguarda l'incapacità del sistema di analisi condizionale di valutare l'importanza relativa di ogni singola classe nel definire la suscettività di frana. Infatti, per ogni singola unità di condizioni uniche la probabilità di accadimento del fenomeno frana viene associata al gruppo di classi che la identificano, senza discriminare il peso specifico di ogni classe nel condizionare la distribuzione delle frane.

5.2 AQUISIZIONE DEI DATI

A seguito delle osservazioni sul terreno sono stati scelti quei fattori ambientali ritenuti maggiormente responsabili della distribuzione dei fenomeni franosi rilevati. Per ogni fattore è stato realizzato uno strato informativo in ambiente GIS, seguendo le procedure ritenute più idonee al fine di evitare l'introduzione di errori sistematici che avrebbero condizionato lo sviluppo del progetto.

Il processo di georeferenziazione degli elaborati cartacei, necessario per la costruzione dei rispettivi livelli informativi, è avvenuto seguendo le direttive che la Regione Toscana ha emanato per la digitalizzazione dei prodotti CARG, per i quali erano richiesti in fase di georeferenziazione almeno 16 punti di controllo, con un RMS complessivo inferiore a 2.

La procedura per la definizione delle unità di condizioni uniche ha richiesto, inoltre, una preparazione di tutti gli elaborati GIS tale da consentire una suddivisione spaziale del territorio il più oggettiva possibile. Di seguito vengono esposti i criteri con cui sono stati creati ed elaborati i livelli informatici relativi sia al bacino del Roglio sia a quello della Milia.

5.2.1 INVENTARIO DEI FENOMENI FRANOSI

Considerando il problema connesso con l'uso della zona di distacco come elemento rappresentativo della variabile dipendente, le frane in questo lavoro sono state identificate attraverso i rispettivi orli di scarpata principali (OSP) che corrispondono alle Main Scarps Upper Edge di Clerici (2002).

L'inventario dei fenomeni franosi rappresenta il più importante elaborato di base per una corretta definizione della suscettività (Brabb, 1984; Hansen, 1984). La rappresentazione della variabile dipendente deve avvenire nel modo più corretto possibile dal punto di vista sia geometrico che di posizionamento all'interno dell'ambiente GIS. A tal proposito, è stato quindi ritenuto indispensabile

l'utilizzo delle ortofoto della Regione Toscana (alla scala 1:10.000) risalenti al 2006, per il bacino del T. Milia, e al 2003 per quello del Roglio. Per una corretta mappatura degli OSP all'interno di ArcGIS 9.2 (ESRI), le frane occorse precedentemente al 1975 sono state digitalizzate direttamente sopra le ortofoto della Regione Toscana con l'aiuto dell'ispezione delle foto aeree e delle carte geomorfologiche elaborate durante le fasi di rilevamento. I fenomeni franosi risalenti ai periodi compresi tra il 1975 ed il 2006 (Milia) e tra il 1975 ed il 2003 (Roglio), per i quali non erano a disposizione le fotoaeree, sono stati anch'essi digitalizzati sulle ortofoto.

Per le frane occorse successivamente il 2006, per il bacino della Milia, e il 2003, per quello del Roglio, e per quelle la cui ubicazione è apparsa difficoltosa a causa della copertura boscosa è stato necessario realizzare una campagna di rilevamento GPS (Garmin 60CSx; accuratezza $\leq 3\text{m}$, precisione $\leq 1\text{m}$) per delimitare gli OSP, dove sono stati rilevati almeno 5 punti per ogni morfotipo; più precisamente i due punti di contatto tra la scarpata ed il relativo corpo di frana, quello più elevato e i due punti posti grossomodo a quote intermedie tra i precedenti. La scelta di rilevare un minimo di 5 punti è apparsa ragionevole in rapporto sia alle dimensioni ridotte delle frane, per le quali è stato necessario l'uso del GPS, sia alla scala della topografia utilizzata nel rilevamento (1:10.000). Nel bacino della Milia, per le frane di dimensioni considerevoli, sono stati utilizzati 7 punti di rilevamento GPS, 2 di contatto tra la scarpata ed il relativo corpo di frana, quello più elevato ed i quattro punti posti grossomodo a quote via via intermedie tra i primi due ed il punto più alto della corona.

Complessivamente, sono state rilevate con GPS le scarpate principali di 27 fenomeni franosi; 15 per il bacino della Milia e 12 per quello del Roglio. Tutti i punti GPS sono stati importati in ArcGIS e digitalizzati come *feature-class* lineare (fig. 53).

La digitalizzazione degli orli delle scarpate di frana è avvenuta mediante il costruttore topologico di ArcInfo (9.2) dove ogni elemento lineare è rappresentato all'interno dell'ambiente GIS come una sequenza di nodi. Quest'ultimi sono caratterizzati da attributi che ne identificano sia le coordinate che l'ordine di creazione. L'associazione tra coordinate e ordine di creazione dei nodi consente di definire per l'entità linea il relativo senso di digitalizzazione e quindi sia un lato destro, che uno sinistro. La possibilità di immagazzinare informazioni sul senso di digitalizzazione degli OSP è stata di estrema utilità per quanto concerne la risoluzione del problema legato all'associazione tra l'evento frana e le condizioni relative ai fattori ritenuti predisponenti ad esso preesistenti. Di fatto, le condizioni presenti in corrispondenza dei settori posti immediatamente a monte del fenomeno franoso sono considerate essere statisticamente rappresentative di quelle che caratterizzavano quelle aree del versante che sono andate soggette a frana (Clerici, 2002; Süzen & Doyuran, 2004a,b; Clerici et al., 2006; Havenith et al.,

2006a,b; Nefeslioglu et al., 2008; Clerici et al., 2010). Tutti gli OSP sono stati quindi digitalizzati con lo stesso verso rispetto allo sviluppo del versante, più precisamente con la parte a monte sulla sinistra del senso di digitalizzazione, e per ognuno di questi è stato creato un buffer sinistro (verso monte) di 10 m, nel tentativo di considerare le condizioni al contorno (UCU) pre-esistenti la frana, seguendo il metodo proposto da Süzen & Doyuran (2004a,b). In particolare, nel metodo qui applicato, la probabilità condizionata del fenomeno franoso per una data UCU è assunta come il rapporto della somma delle aree di ogni UCU che cadono all'interno dei buffer a monte della frana e l'area totale della specifica UCU. Considerando il differente ordine di grandezza tra i due elementi misurati, la densità di frana è stata espressa in m^2/km^2 . Questo procedimento è molto simile a quello proposto da Clerici (2002), anche se presenta alcune differenze di fondo, nonché alcuni vantaggi e svantaggi. In primo luogo è molto semplice e veloce da realizzare, anche da personale non particolarmente specializzato in *geoprocessing*, e può essere utilizzato anche su livelli informativi di tipo vettoriale. Ha come svantaggio quello di includere tutte le UCU che cadono all'interno del buffer, compreso quelle relative a quei fattori, come la litologia, che possono essere tanto più diverse dalle condizioni pre-frana, quanto maggiore è la dimensione del buffer. Al fine di limitare questo problema l'estensione del buffer posto a monte delle scarpate è stata limitata a 10 m, che in una mappa al 10:000 corrisponde ad uno spessore di 1 mm.

Per alcuni fenomeni franosi (5 per la Milia e 12 per il Roglio) avvenuti prima del 1975 ed appartenenti soprattutto alla tipologia di colamento non è stato possibile identificare con accuratezza e senza introdurre un forte grado di soggettività i rispettivi orli di scarpata, in quanto fortemente degradati. È stato quindi ritenuto opportuno non considerare le frane in questione nel processo di costruzione dei modelli predittivi.

In fase di digitalizzazione è stato costruito un database all'interno del quale gli OSP dei fenomeni franosi sono stati distinti in base alla tipologia, al periodo temporale di appartenenza (pre e post 1975) ed al relativo stato di attività. Da questo, per entrambi i bacini e per ogni tipologia di frana, sono stati estratti i gruppi di costruzione e di validazione dei modelli predittivi.

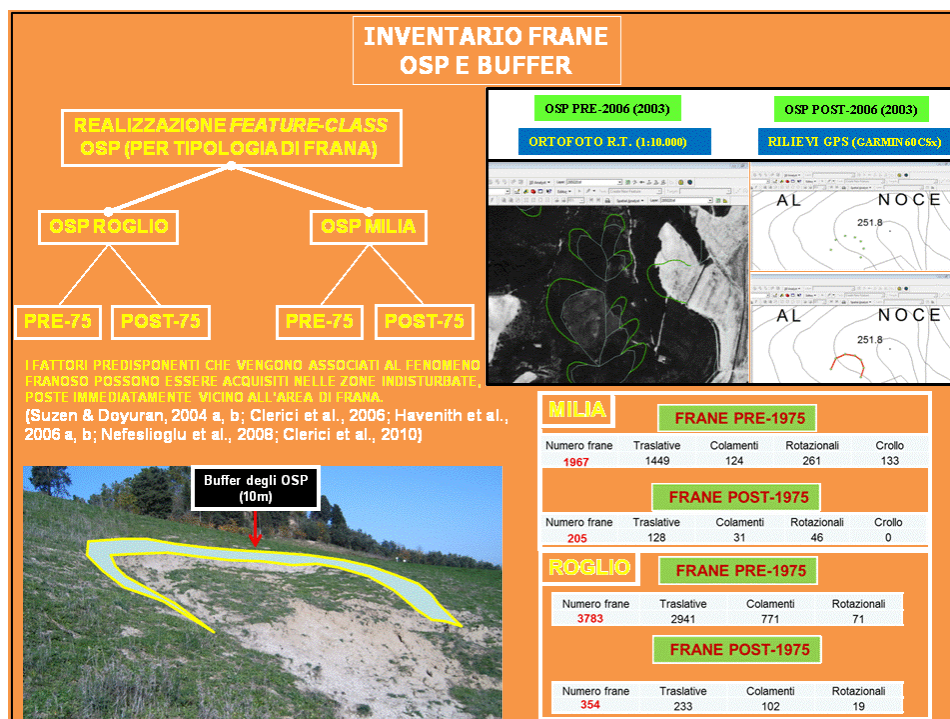


Figura 524 – Procedura utilizzata per la realizzazione dei livelli informativi relativi agli OSP di costruzione e validazione dei modelli.

5.2.2 FATTORI PREDISPONENTI

Nella letteratura scientifica sono molti i fattori ritenuti predisponenti il fenomeno frana (Soeters & van Westen, 1996; van Westen et al., 2008). Viste le problematiche connesse con l'utilizzo dell'analisi condizionale, per la quale è necessario introdurre solo un numero limitato di fattori ambientali, è stata fatta una cernita tra i fattori più utilizzati nell'ambito scientifico e quelli ipotizzati, per entrambe le aree di studio, durante le campagne di rilevamento geomorfologico.

Nell'inventario delle frane elaborato sia per il bacino del T. Milia che per quello del T. Roglio è probabile che siano stati introdotti anche frane molto antiche, giacché le frane precedenti al 1975 non hanno datazioni che le limitino ulteriormente nel tempo. Questa incertezza ha reso indispensabile inserire nell'analisi statistica solo fattori ambientali (possibili predisponenti) invarianti nel tempo o comunque considerabili come quasi statici, come ad esempio la geologia ed i fattori derivati dal DEM (Lopez & Zink, 1991; Binaghi et al., 1998; Zêzere et al., 1999; Dai & Lee, 2002; Zhou et al., 2002; Clerici et al., 2006, 2010). Infatti, se nell'analisi venissero introdotti fattori variabili rapidamente nel tempo, come l'uso del suolo, l'attività antropica e le condizioni climatiche, il ruolo giocato da tali fattori nella zonazione della LS sarebbe verosimilmente male interpretato (Atkinson & Massari, 1998;

van Westen et al., 2008). Ad esempio, negli studi eseguiti nella Regione Liguria per il progetto S.C.A.I., (Federici et al., 2001, 2003, 2005, 2007), è stato osservato come moltissimi centri urbani siano stati fondati in corrispondenza delle testate di grossi corpo di frana, a causa della difficoltà di ospitare una densa popolazione in un territorio tanto impervio come quello ligure. Se in una ipotetica analisi della suscettività di frana, si considerasse il centro abitato come fattore predisponente, l'alta correlazione spaziale tra questo fattore ed i fenomeni franosi in questione porterebbe paradossalmente a definire l'azione antropica connessa con l'edificazione del centro abitato come fortemente predisponente la genesi delle grosse frane.

Per il bacino del T. Roglio in particolare è stato appurato come le variazioni nell'uso del suolo avvenute nell'ultimo cinquantennio siano state assolutamente non trascurabili (Mannucci et al., 2008). Considerando quindi che nel presente studio i modelli predittivi sono stati costruiti tramite le frane avvenute precedentemente al 1975 e validati da quelle avvenute nel periodo successivo, l'importanza dell'uso del suolo nel predisporre il territorio al franamento sarebbe certamente stimata in modo errato. Come conseguenza di quanto finora esposto e di quanto osservato in fase di rilevamento solo i seguenti fattori ambientali sono stati considerati: litologia, pendenza dei versanti, esposizione dei versanti, distanza dagli elementi idrologici, distanza dai lineamenti tettonici e distanza dalle scarpate di degradazione.

Tutti i fattori sono stati acquisiti in formato vettoriale, attraverso la digitalizzazione delle carte geologico-geomorfologiche o tramite l'uso del DEM (tabella 1). Quest'ultimi sono stati inizialmente derivati dal DEM, con una risoluzione di $10\text{m} \times 10\text{m}$, ottenuto trasformando il TIN in GRID. Il TIN è stato generato per interpolazione delle curve di livello e di punti quotati, estratti dalle carte topografiche della Regione Toscana in scala 1:10.000. I vari fattori morfometrici, espressi in forma raster, sono stati poi riclassificati e trasformati in un formato vettoriale (*feature class poligonale*) al fine di facilitare la costruzione di mappe delle UCU.

Tabella 1 – Origine dei dati relativi ai fattori utilizzati nell'analisi della suscettività

Litologia	Rilevamento e carta geologica 1:10.000 (CARG)
Acclività dei versanti	Derivato dal DEM
Esposizione dei versanti	Derivato dal DEM
Distanza dai lineamenti tettonici	Rilevamento e carta geologica 1:10.000 (CARG)
Distanza dai corsi d'acqua	Rilevamento e CTR 1:10.000
Distanza dalle scarpate di degradazione	Rilevamento geomorfologico

LITOLOGIA

La litologia è indubbiamente il fattore più importante che condiziona la genesi dei fenomeni franosi ed è quello più comunemente usato in tutte le ricerche scientifiche atte allo studio della suscettività di frana.

Per entrambi i bacini, l'elaborato di base relativo al fattore litologia è stato estratto in ambiente GIS dalla carta geologica. Quest'ultima è stata inizialmente scannerizzata, importata in ArcGIS, rettificata, georeferenziata e digitalizzata in formato vettoriale (*feature-class* poligonale). La fase di digitalizzazione della carta geologica è stata eseguita attraverso l'utilizzo del metodo topologico di ArcGIS. In questo metodo i bordi dei poligoni che caratterizzano l'affioramento di una formazione vengono digitalizzati in uno strato informativo vettoriale lineare (*feature-class* lineare) che è caratterizzato da informazioni circa la direzione delle linee ed il posizionamento dei rispettivi nodi. L'attribuzione delle caratteristiche identificative del poligono così rappresentato, vale a dire il nome formazionale e la litologia, viene eseguita successivamente mediante la costruzione di un secondo strato vettoriale, di tipo puntuale. La sovrapposizione dei due livelli vettoriali, secondo il costruttore topologico di ArcGIS (*feature to polygon*), consente di ottenere uno strato informativo poligonale caratterizzato dalle informazioni geometriche delle linee (posizione e direzione) e dagli attributi del livello puntuale (fig 54).

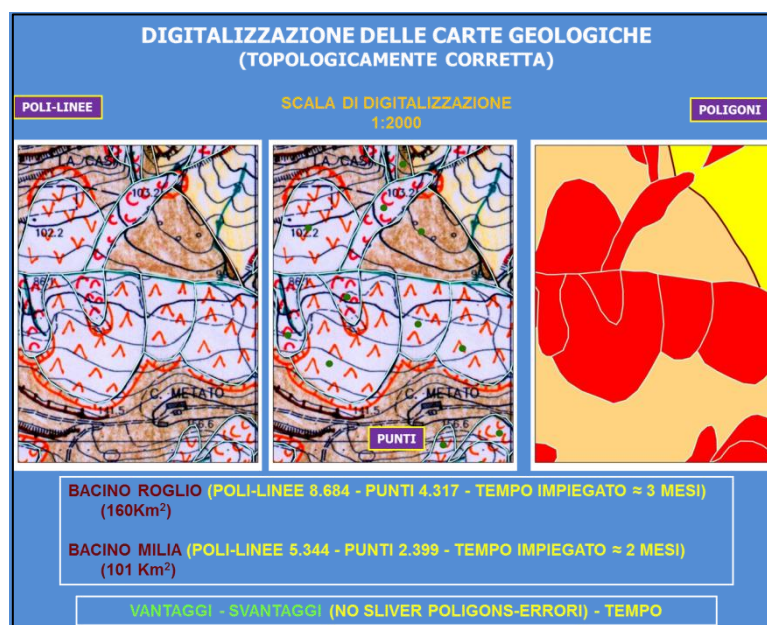


Figura 525 – Procedura di digitalizzazione delle carte geologiche attraverso il costruttore topologico di ArcInfo (9.2)

L'informazione spaziale e geometrica degli elementi del livello poligonale (forma e dimensioni) è definita solamente in base ai nodi delle linee (posizione e ordine di digitalizzazione) che ne caratterizzano i bordi e ne identificano (destra e sinistra) le aree interne rispetto a quelle esterne. Questo permette di alleggerire la gestione delle informazioni del livello vettoriale, consentendo di velocizzare quei processi come la sovrapposizione (*overlay*), intersezione (*intersect*) e dissoluzione (*dissolve*) che generalmente sono indispensabili nella fase di elaborazione degli strati informativi (*geoprocessing*), come ad esempio quelli che portano alla costruzione delle carte delle UCU.

Anche se tale metodo risulta essere una via assai complicata per la digitalizzazione di elementi poligonali e richiede un tempo non trascurabile (2 mesi per il bacino della Milia e 3 mesi per quello del Roglio), esso a differenza di altre metodologie presenti in ArcGIS consente di evitare il problema connesso con la comparsa di quei poligoni fantasma (*Sliver Polygons*) che spesso si sviluppano a seguito di una digitalizzazione non perfetta (Dainelli et al., 2008).

L'estrazione dell'elaborato litologico da quello geologico è avvenuta quindi attraverso i processi di interrogazione (*select by attribute*) e dissoluzione (*dissolve*) dei relativi attributi che hanno permesso di associare tra di loro formazioni con caratteristiche litologiche comuni. A differenza degli altri fattori ambientali per i quali è stato possibile evitare la costruzione di classi poco estese, per la litologia non è stato possibile ridurre la presenza di classi litologiche con dimensioni ridotte. Quest'ultime, comunque, caratterizzano complessivamente una piccola porzione dei bacini esaminati e si ritiene che possano influire in modo poco incisivo nel determinare la capacità predittiva di quei modelli di suscettività per i quali è previsto l'introduzione del fattore litologia. Inoltre, le classi di piccole dimensioni non sono relative alle litologie che differenziano tra loro i due bacini esaminati e per le quali è stato ritenuto importante effettuare un confronto tra i risultati di questo studio.

Considerando che nei bacini di studio moltissime frane sono occorse in corrispondenza dei corpi di altri fenomeni franosi, è stato ritenuto importante inserire anche l'elemento corpo di frana come singola classe litologica. Viceversa, l'impossibilità di definire con certezza o con un maggior grado di oggettività le estensioni delle coltri eluvio-colluviali non ha permesso di prendere in considerazione quest'ultime nell'analisi statistica.

Di seguito vengono illustrate le varie classi litologiche definite per i bacini del Roglio e della Milia, nonché alcune problematiche che sono state affrontate per la riduzione del problema connesso con la scarsa estensione di alcune di queste.

Il bacino del T. Roglio

Complessivamente dalla carta geologica sono state estratte le seguenti 11 classi:

- I) Limi e limi sabbioso-argillosi (alluvioni recenti ed attuali)
- II) Sabbie limose con livelli ghiaiosi (alluvioni terrazzate)
- III) Alternanza di sabbie ed argille (Formazione di Villamagna, Formazione delle Sabbie di Nugola Vecchia, Formazione delle Sabbie ed Argille ad Artica Islandica,)
- IV) Argille (Formazioni Argille e Limi di Villa Nuova di Peccioli, Formazione delle Argille Azzurre)
- V) Complesso ofiolitico di base (Complesso del Poggio di M. Carulli)
- VI) Corpo di frana
- VII) Filladi e quarziti (Serie permo-triassica toscana metamorfica)
- VIII) Argilliti intervallate a livelli calcilutitici e calcarenitici (Flysch di Montaione)
- IX) Formazioni calcaree (Calcare Cavernoso e Travertini)
- X) Arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche (Macigno)
- XI) Formazioni sabbioso-cementate (Formazione di S. Vivaldo)

All'interno della classe III è stata inserita anche la Formazione delle Sabbie di Nugola Vecchia, in quanto nel bacino affiora una facies leggermente più argillosa, costituita da un'alternanza di sabbie e livelli argilloso-limosi tale da non poterla considerare prettamente sabbiosa o comunque associabile alle formazioni della classe XI. Per limitare quindi il problema connesso con l'inserimento di classi litologiche poco estese e statisticamente poco significative (la Formazione delle Sabbie di Nugola Vecchia ha un'estensione inferiore al 1%) tale formazione è stata considerata litologicamente più affine alla classe III.

È il caso delle formazioni pre-neogeniche che si estendono nel bacino con una percentuale complessiva inferiore al 3%.

Per quanto concerne ad esempio le formazioni della serie toscana, sia il Macigno che il Calcare Cavernoso e le formazioni scistoso-porfiriche che caratterizzano la serie metamorfica hanno richiesto la costituzione di classi specifiche. (fig. 55).

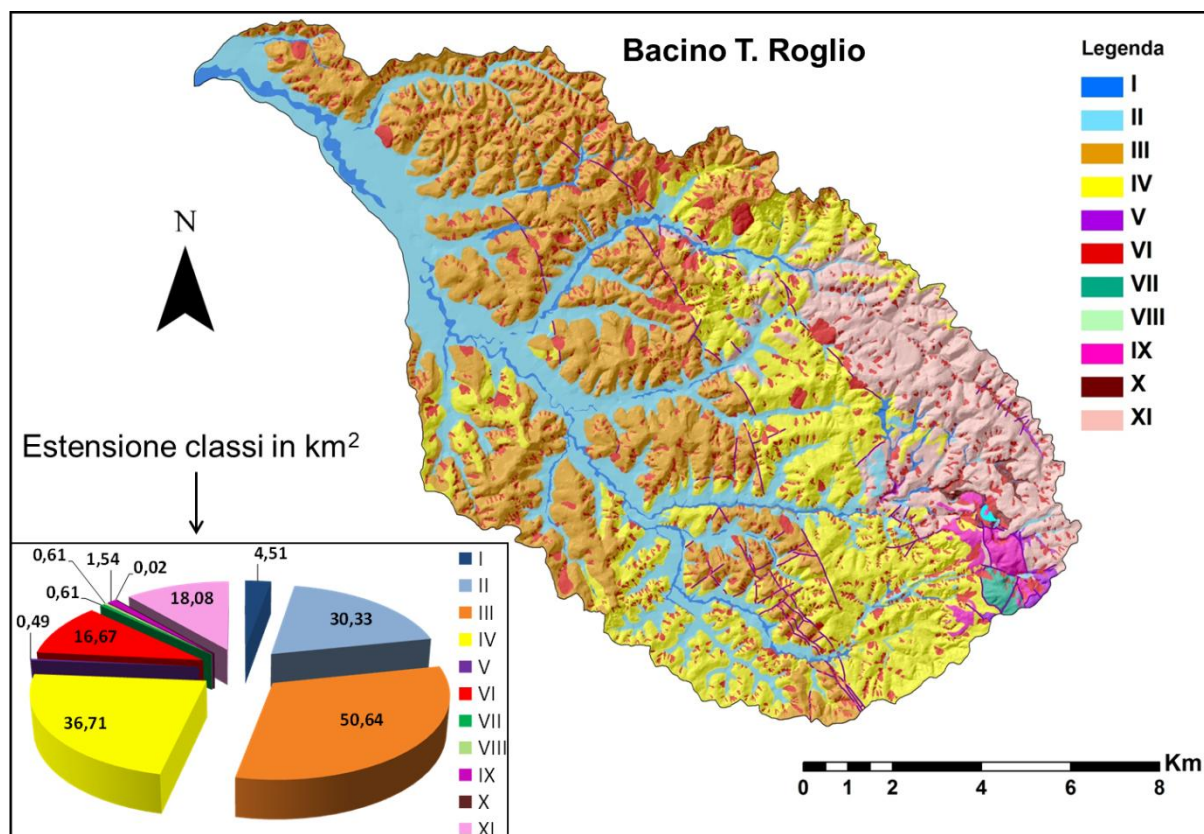


Figura 526 – Carta delle classi litologiche usata per l’analisi condizionale della suscettività per il bacino del Roglio e relative estensioni.

Il bacino del T. Milia

Lo sviluppo delle DGPV e la genesi di nuovi sistemi di fratture può costituire un importante fattore predisponente lo sviluppo di frane (Federici et al., 2001, 2003, 2005, 2007; Capitani, 2010). Per questo motivo è stato ritenuto importante per il bacino della Milia allestire anche una classe relativa ai settori di versante che sono stati soggetti a deformazione gravitativa profonda. Le DGPV si sono sviluppate quasi esclusivamente nelle Argille a Palombini.

Anche per il bacino della Milia sono state definite 11 differenti classi:

- I) Sabbie e ghiaie (alluvioni terrazzate)
- II) Sabbie e Sabbie limose con livelli ghiaiosi (alluvioni recenti ed attuali)
- III) Argilliti e calcilutiti (Formazione delle Argille a Palombini)
- IV) Argille limoso sabbiose (Argille del T. Fosci, Marne a Bithynia, Argille Marsigliana, Argille Azzurre)
- V) Conglomerati sabbioso-argillosi (Collecchia, Montebamboli, Breccia di Grotti, Gambassi Terme)

VI) Corpo di frana

VII) DGPV

VIII) Argilliti e calcari (Flysch di Montaione, Formazione di Poggio Rocchino, Formazione delle Argille e Calcari, Formazione di Fontacinaldo, Formazione di Brolio)

IX) Formazioni calcaree (Formazioni triassico-mesozoiche della Falda Toscana e Travertini)

X) Arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche (Macigno)

XI) Radiolariti (Diaspri)

Per limitare il problema connesso alla presenza di classi litologiche poco estese e statisticamente poco significative (la Formazione di Fontacinaldo ha un'estensione inferiore al 1%) sono state considerate anche per la Milia alcune associazioni litologiche tra formazioni simili. In tal senso la Formazione di Fontacinaldo è stata annessa alla classe VIII assieme a quelle liguri e sub-liguri, mentre tutte le formazioni caratterizzate da una componente carbonatica prevalente, come ad esempio il Calcare Cavernoso e quello Selcifero, sono state inserite nella classe IX.

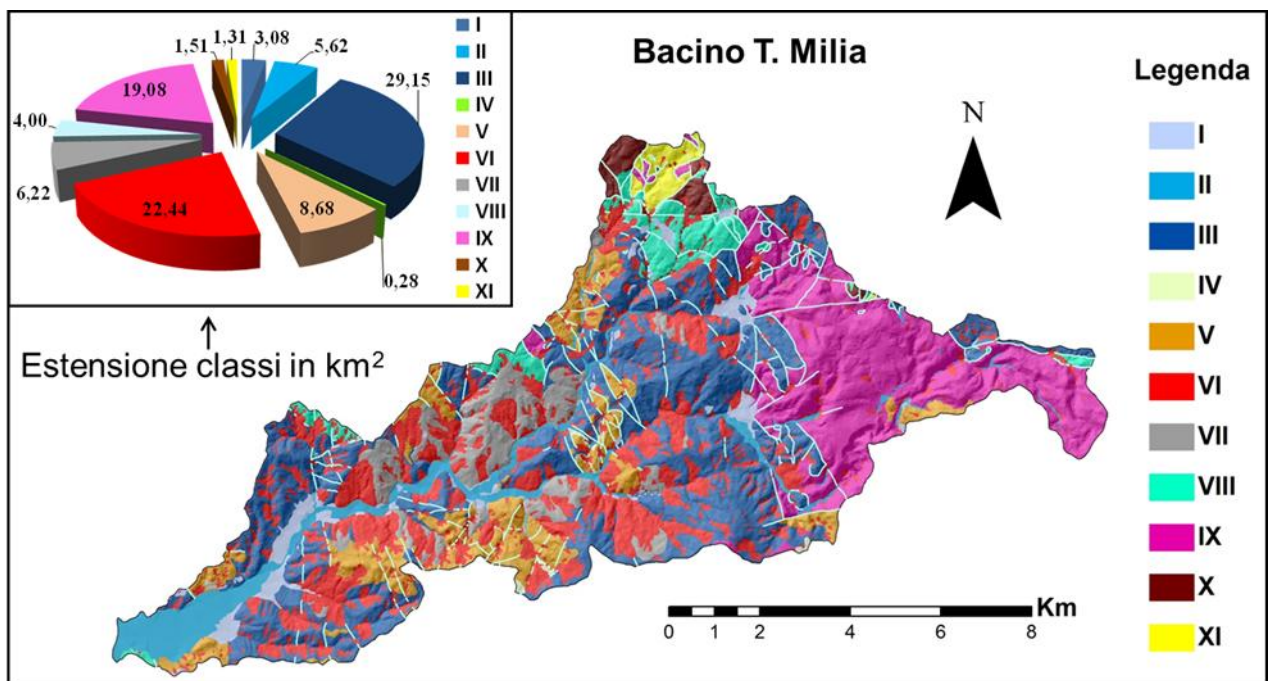


Figura 527 - Carta delle classi litologiche usata per l'analisi condizionale della suscettività per il bacino del Roglio e relative estensioni.

Anche per questo bacino si è presentato il problema della significatività statistica delle classi litologiche poco estese. È il caso delle formazioni neogeniche che, caratterizzate da una litologia

prevalentemente argillosa, hanno complessivamente un'estensione di circa 0.3 Km² e dalle formazioni del Macigno e dei Diaspri che rispettivamente affiorano nel bacino per circa 1,5 Km² e 1,3 Km².

Le classi relative alla Formazione delle Argille a Palombini, a quella dei litotipi carbonatici e ai corpi di frana costituiscono complessivamente circa il 70% dell'intero bacino (fig. 56).

ACCLIVITÀ DEI VERSANTI (SLOPE ANGLE)

L'acclività dei versanti è considerata uno dei fattori più importanti nel condizionare la genesi dei fenomeni franosi ed assieme alla litologia è certamente quello usato con maggior frequenza negli studi della suscettività di frana (Dai et al., 2001; Yesilnacar & Topal, 2005; Yalcin & Bulut, 2007; Rodriguez et al., 2008; Nefeslioglu et al., 2008).

Per entrambi i bacini le classi di acclività sono state ottenute riclassificando i relativi raster in sei categorie con analoga estensione, e quindi con una simile significatività statistica, attraverso il metodo dei quantili.

Gli intervalli delle classi così ottenuti sono riportanti nella tabella 2.

Tabella 2 – Campi di esistenza delle classi di acclività per i bacini esaminati

Classi	BACINO T. MILIA	BACINO T. ROGLIO
	ACCLIVITÀ DEI VERSANTI	ACCLIVITÀ DEI VERSANTI
I]0°, 2°]]0°, 4°]
II]2°, 7°]]4°, 10°]
III]7°, 11°]]10°, 12°]
IV]11°, 15°]]12°, 15°]
V]15°, 21°]]15°, 20°]
VI]21°, 77°]]20°, 90°]

In figura 57 sono riportate le aree relative alle classi di acclività ottenute, per i due bacini, attraverso l'uso dei quantili.

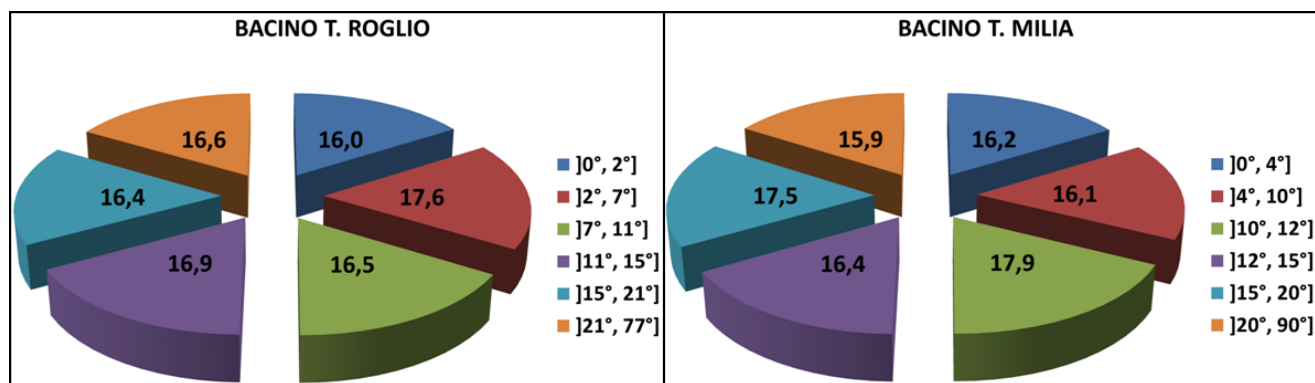


Figura 528 - Estensione delle classi di acclività dei versanti per i due bacini esaminati (in percentuali dell'area complessiva)

ESPOSIZIONE DEI VERSANTI (SLOPE ASPECT)

L'esposizione dei versanti è uno dei fattori più usati nello studio della suscettività, benché la sua capacità di condizionare la distribuzione spaziale del fenomeno frana sia tuttora non ben chiara. Alcuni autori considerano questo fattore tra i più importanti (Cevik & Topal, 2003; Lee, 2005, Yalcin and Bulut, 2007; Galli et al., 2008), mentre altri ne limitano l'importanza solo per alcune tipologie di frane (Atkinsons & Massari, 1998; Luzi & Pergalani, 1999).

In questo studio è stato ritenuto necessario prendere in considerazione questo fattore giacché nel bacino del T. Roglio la sua influenza nel condizionare l'evoluzione morfologica delle formazioni neogeniche argillose è apparsa di non secondaria importanza. Se la distribuzione spaziale delle forme calanchive può essere connessa all'acclività dei versanti, allora una sua influenza nel predisporre la genesi delle frane non può essere trascurata a priori. Questo fattore è stato elaborato anche per il bacino della Milia al fine di valutarne il peso specifico in condizioni litologiche differenti da quelle del Roglio.

Per entrambi i bacini le classi di esposizione dei versanti sono state definite attraverso il processo di riclassificazione dei relativi formati raster (derivati dal DEM) negli otto settori angolari, di 45 ° di ampiezza, presi in senso orario a partire da Nord (tabella 3).

La scelta di suddividere l'esposizione dei versanti attraverso una procedura differente da quella applicata per tutti gli altri fattori derivati dal DEM è giustificata dal fatto che essendo l'influenza di questo fattore ancora discussa è stato ritenuto idoneo utilizzare la suddivisione in classi più ricorrente nella letteratura scientifica (Atkinsons & Massari, 1998; Ayalew & Yamagishi, 2005; Van Den Eeckhaut et al., 2006, 2009, 2010; Yalcin et al., 2011), al fine di poter effettuare delle considerazioni comparative con altri lavori.

Tabella 3 - Intervalli delle classe per l'esposizione dei versanti dei bacini Milia e Roglio.

Classi	BACINO T. MILIA	BACINO T. ROGLIO
	ESPOSIZIONE DEI VERSANTI	ESPOSIZIONE DEI VERSANTI
I]0°, 45°]]0°, 45°]
II]45°, 90°]]45°, 90°]
III]90°, 135°]]90°, 135°]
IV]135°, 180°]]135°, 180°]
V]180°, 225°]]180°, 225°]
VI]225°, 270°]]225°, 270°]
VII]270°, 315°]]270°, 315°]
VIII]315°, 0°]]315°, 0°]

Va notato che le classi adottate presentano comunque estensioni statisticamente significative (fig. 58).

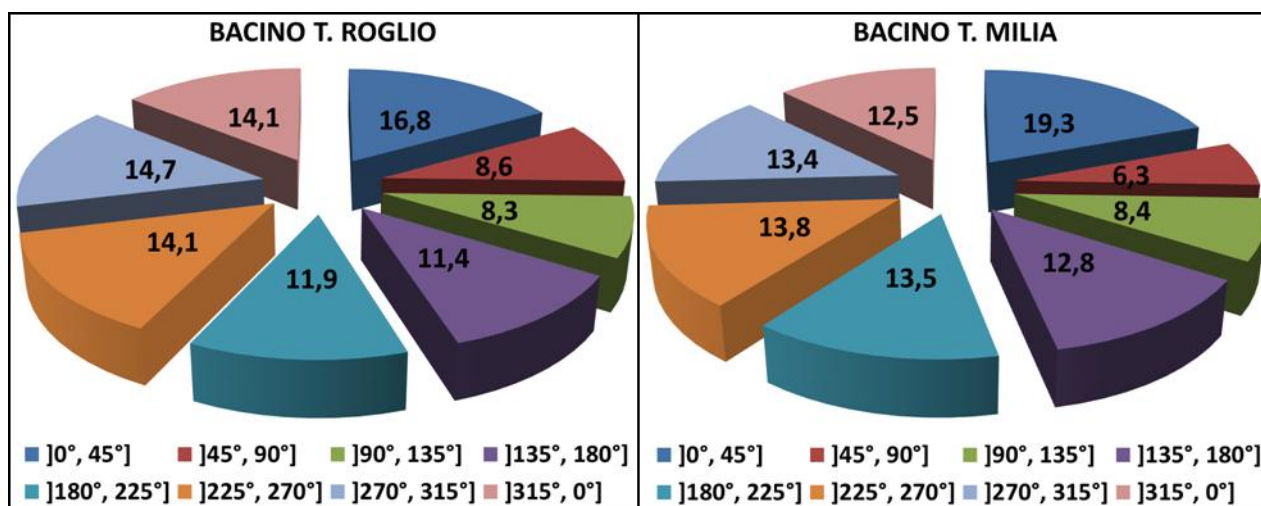


Figura 529 – Estensione delle classi di esposizione dei versanti per i due bacini esaminati (in percentuali dell'area complessiva).

DISTANZA DAGLI ELEMENTI IDROGRAFICI, TETTONICI E MORFOLOGICI

In considerazione del fatto che l'evoluzione dei bacini esaminati è apparsa strettamente connessa con l'attività tettonica e con l'erosione fluviale, è stato ritenuto indispensabile considerare anche questi fattori come possibili condizionanti la distribuzione delle frane.

Per i lineamenti tettonici sono stati considerati sia le faglie (normali e trasversive) sia i principali sovrascorrimenti, mentre per l'analisi della correlazione tra frana e attività fluviale sono stati valutati sia i corsi d'acqua principali sia gli impluvi secondari. Oltre a questi è stato introdotto per il bacino del T. Roglio un ulteriore fattore ambientale connesso con la distanza dalle scarpate di degradazione, visto che in quest'ultimo bacino molti fenomeni franosi si sono concentrati proprio in corrispondenza di calanchi e balze.

Gli elaborati relativi alle distanze dai lineamenti tettonici e dalle scarpate di degradazione sono stati derivati in forma vettoriale direttamente dalla carta geologico-geomorfologica precedentemente digitalizzata in ArcGIS. In una prima fase sono stati estratti, tramite selezione per attributi, gli elementi lineari relativi alle strutture tettoniche e alle scarpate di degradazione. Questi, sono stati salvati in livelli informativi vettoriali di tipo lineare che sono stati successivamente sottoposti al processo di buffering con la creazione di relative mappe poligonali (*feature-class*).

Per le distanze dagli elementi idrografici è stato necessario digitalizzare un corrispondente formato vettoriale, sempre di tipo lineare, al fine di reperire anche quegli elementi che, presenti nel territorio, non erano riportati nelle carte vettoriali della Regione Toscana.

Per realizzare classi con estensione simile, il processo di *buffering* è stato inizialmente eseguito mediante la definizione di una serie di fasce di distanze di 10 m in 10 m. I livelli vettoriali così creati sono stati successivamente trasformati in formati raster per la definizione dei quantili.

Infine, i formati lineari relativi agli elementi idrografici, tettonici e morfologici sono stati sottoposti ad un nuovo processo di *buffering*, con la realizzazione di quattro fasce di distanza, in base ai valori dei quantili precedentemente definiti per ogni tematismo (fig. 59).

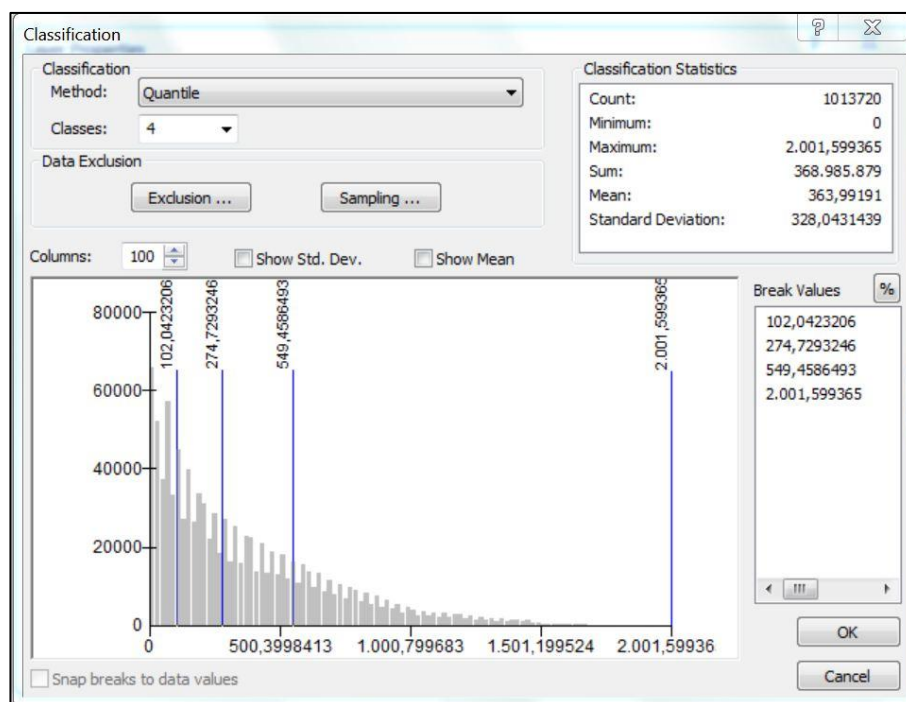


Figura 530 – Definizione dei quantili utilizzati nella creazione di classi con area simile per i fattori: distanza dalle scarpate di degradazione, distanza dai lineamenti tettonici e distanza dai corsi d’acqua.

Per entrambi i bacini le classi relative ai fattori considerati sono riportate in tabella 4.

Tabella 4 - Intervalli delle classi dei bacini Milia e Roglio per i fattori: DI, distanza dai corsi d’acqua; DF, distanza dai lineamenti tettonici; DS, distanza dalle scarpate di degradazione.

Classi	BACINO T. MILIA		BACINO T. ROGLIO		
	DI	DF	DI	DF	DS
I	$0 \leq d \leq 50$	$0 \leq d \leq 102$	$0 \leq d \leq 49$	$0 \leq d \leq 355$	$0 \leq d \leq 60$
II	$50 < d \leq 110$	$102 < d \leq 275$	$49 < d \leq 105$	$355 < d \leq 829$	$60 < X \leq 201$
III	$110 < d \leq 194$	$275 < d \leq 550$	$105 < d \leq 181$	$829 < d \leq 1.629$	$201 < X \leq 454$
IV	$194 < d \leq 793$	$550 < d \leq 2.002$	$181 < d \leq 890$	$1629 < d \leq 7.555$	$454 < X \leq 1.898$

5.3 ANALISI BIVARIATA DESCRITTIVA

Successivamente all’acquisizione ed alla preparazione dei dati è stata realizzata un’analisi preliminare di tipo bivariato allo scopo di valutare il potere predittivo di ogni singolo fattore considerato. Questa analisi è stata compiuta in ambiente GIS mediante la sovrapposizione (*overlay*) della mappa degli OSP (pre 75) con quella dei singoli fattori, suddivisi in classi. Attraverso processi di intersezione (*intersect*)

dei due diversi livelli vettoriali è stata quindi possibile valutare per tutti i fattori le densità degli OSP all'interno di ogni singola classe. Dato il differente ordine di grandezza tra le aree individuate dagli OSP e quelle relative alle varie classi, la densità è stata definita in m^2/Km^2 . Per entrambi i bacini, di seguito vengono riportati i risultati ottenuti per ogni fattore analizzato. È opportuno ricordare come tutte le osservazioni svolte in un'ottica bivariata prendano in considerazione solamente l'influenza del fattore studiato nella distribuzione spaziale della variabile dipendente, senza considerare il possibile effetto della combinazione con le altre covariate.

OSP vs LITOLOGIA

Per entrambi i bacini è evidente come la distribuzione degli OSP sia fortemente condizionata dal fattore litologia (fig. 60). Infatti, al variare delle classi litologiche la densità degli OSP cambia in modo non trascurabile per tutte le tipologie di frana considerate. Questo avviene anche se si considerano solamente le classi che presentano estensioni areali più significative, come ad esempio la III e la IX per la Milia (A) e la III e la IV per il Roglio (B).

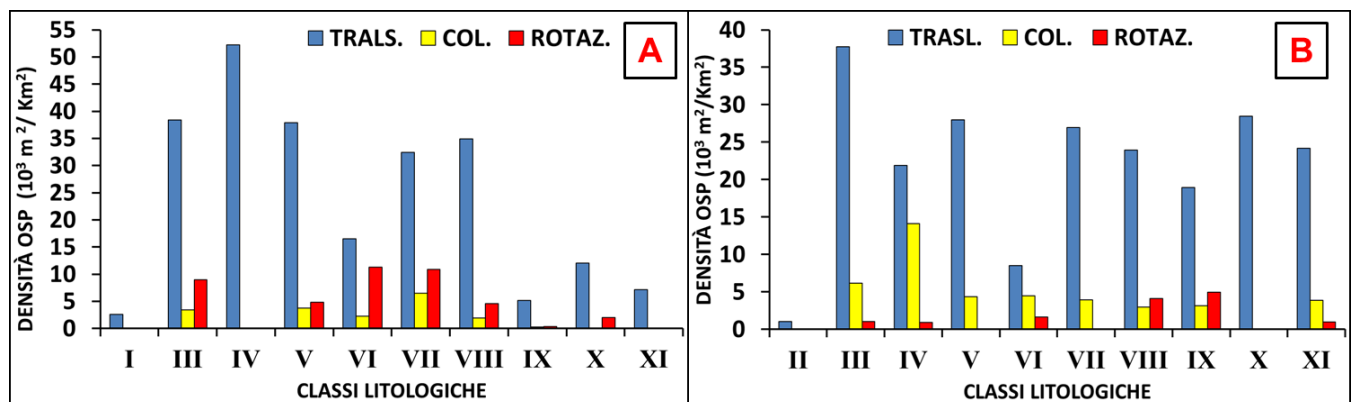


Figura 60 – Variazioni delle densità degli OSP in rapporto alla litologia per i bacini Milia (A) e Roglio (B).

Considerando, infatti, solo le classi con maggior estensione è possibile notare come lo sviluppo di differenti tipi di frane sia connesso alle diverse condizioni litologiche. Ad esempio, nel bacino della Milia gli scorrimenti traslativi tendono ad occorrere prevalentemente in corrispondenza delle litologie appartenenti alla Formazione delle Argille a Palombini (III), mentre i colamenti e gli scorrimenti rotazionali sono concentrati in concomitanza delle DGPV (VII) e dei corpi di frana (VI). Ciò avviene in modo evidente anche nel bacino del Roglio dove le frane di scorrimento traslativo si sono sviluppate in prevalenza nelle formazioni caratterizzate dall'alternanza di banchi argillosi e banchi sabbiosi (III),

mentre quelle di colamento si sono esplicate preferenzialmente in corrispondenza delle litologie prettamente argillose (IV). Considerando solo le classi più estese di quest'ultimo bacino, gli scorrimenti rotazionali sembrano invece svilupparsi prevalentemente a partire dai corpi di frana più antichi (VI).

OSP vs ACCLIVITÀ DEI VERSANTI

Il controllo esercitato dall'acclività dei versanti sulla distribuzione della variabile dipendente può essere analizzato in modo più omogeneo di quanto fatto per il fattore litologia, in quanto le varie classi con cui sono stati suddivisi i due bacini presentano estensioni simili. Anche per questo fattore, la densità degli OSP è soggetta ad una variabilità considerevole in entrambi i bacini analizzati (fig.61).

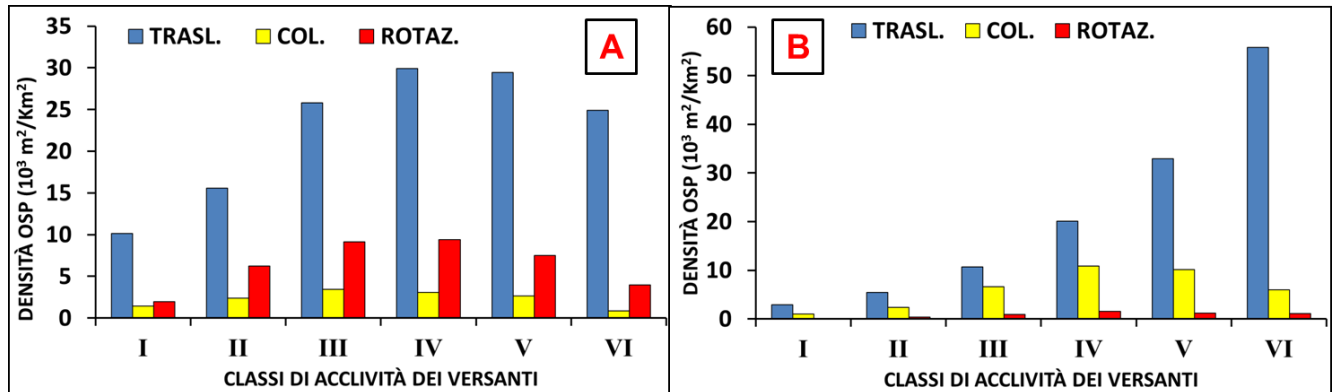


Figura 61 – Andamenti delle densità degli OSP in rapporto alle classi di acclività per i bacini Milia (A) e Roglio (B).

La distribuzione dell'evento franoso in rapporto alle classi di acclività assume comunque alcune differenti caratteristiche in base al tipo di frana ed al bacino considerato. Mentre per i fenomeni franosi di colamento e di scorrimento rotazionale si assiste, indipendentemente dal bacino analizzato, ad una distribuzione delle densità prevalentemente concentrate in corrispondenza delle classi intermedie, le frane di scorrimento traslativo denotano distribuzioni sensibilmente discordanti al variare dell'area di studio. Infatti, nel bacino della Milia la densità degli OSP si distribuisce secondo un andamento simile a quello assunto dalle altre tipologie di frana, mentre in quello del Roglio la densità della variabile dipendente tende ad aumentare costantemente con l'acclività dei versanti. In una prima analisi, il differente andamento della densità degli OSP osservato per fenomeni traslativi nei due bacini di studio può essere giustificato solo in un'ottica multifattoriale. L'acclività dei versanti nel bacino della Milia tende ad assumere valori elevati prevalentemente in corrispondenza delle formazioni calcaree, che non

sono generalmente propensi alla genesi dei fenomeni franosi (classe IX), viceversa in quello del Roglio tale fattore assume valori elevati anche in condizioni litologiche (classe III) favorevoli allo sviluppo di questi fenomeni gravitativi.

OSP vs ESPOSIZIONE DEI VERSANTI

Da una prima analisi descrittiva appare chiaro come l'esposizione dei versanti abbia una forte correlazione con il fenomeno frana, soprattutto per quanto concerne le tipologie di scorrimento traslativo (fig. 62). È evidente come per questa tipologia di frana i versanti esposti a NW e quelli esposti a SW e SE siano maggiormente favorevoli nei confronti dell'instabilità. Una tale concentrazione dei fenomeni franosi è forse correlabile con la presenza nei settori di NW di condizioni generalmente più umide, mentre quella relativa ai settori SW e SE può essere attribuita fondamentalmente alle maggiori escursioni termiche a cui sono soggetti i versanti. Questa distribuzione, anche se valutata in modo qualitativo e senza un'analisi multifattoriale, risulta grossomodo in linea con quanto osservato da molti autori (Magliuolo et al., 2008; Bednarik et al., 2010. Regmi et al., 2010; Yalcin et al., 2008, 2011; Federici et al., in stampa).

Per gli altri tipi di frane si osserva nei due bacini una differente sensibilità all'esposizione dei versanti. Mentre nel bacino della Milia la densità degli OSP relativi agli scorrimenti rotazionali mostra una variabilità maggiore rispetto a quella delle frane di colamento, in quello del Roglio la situazione si inverte. In quest'ultimo bacino, non sembra che l'esposizione dei versanti possa rappresentare un importante fattore predisponente per le frane di scorrimento rotazionale. Questo, in una prima analisi, può essere attribuito al fatto che nel bacino del Roglio le frane di scorrimento rotazionale hanno una superficie di scorrimento generalmente più profonda rispetto a quelle che caratterizzano le altre tipologie di frana. Quindi, è possibile che la loro distribuzione spaziale non risenta né delle diverse escursioni termiche né tantomeno della variazione nel tasso di umidità dovute alla differente esposizione dei versanti.

Più difficile risulta la spiegazione di come questo fattore possa aver condizionato invece la distribuzione delle frane che, appartenenti alla stessa tipologia, caratterizzano la valle Milia, con superfici di scorrimento ancora più profonde. In questo caso, giacché la genesi degli scorrimenti rotazionali è stata correlata, in fase di rilevamento, all'azione erosiva esplicata dai principali corsi d'acqua, è plausibile ammettere come la connessione tra le frane di scorrimento rotazionale e l'esposizione dei versanti sia solo apparente e dovuta alla disposizione degli elementi idrografici di ordine maggiore, che si sviluppano con direzioni prevalentemente di tipo NE-SW. Questa associazione

tra esposizione dei versanti soggetti a frana e disposizione del reticolo idrografico potrebbe anche spiegare la scarsa variabilità della densità degli OSP osservata per il bacino della Milia nei confronti dei colamenti. Quest'ultimi, come già descritto, si sono esplicitati con maggior frequenza in prossimità delle testate degli impluvi minori che, a differenza dei principali corsi d'acqua, non mostrano una direzione di scorrimento prevalente.

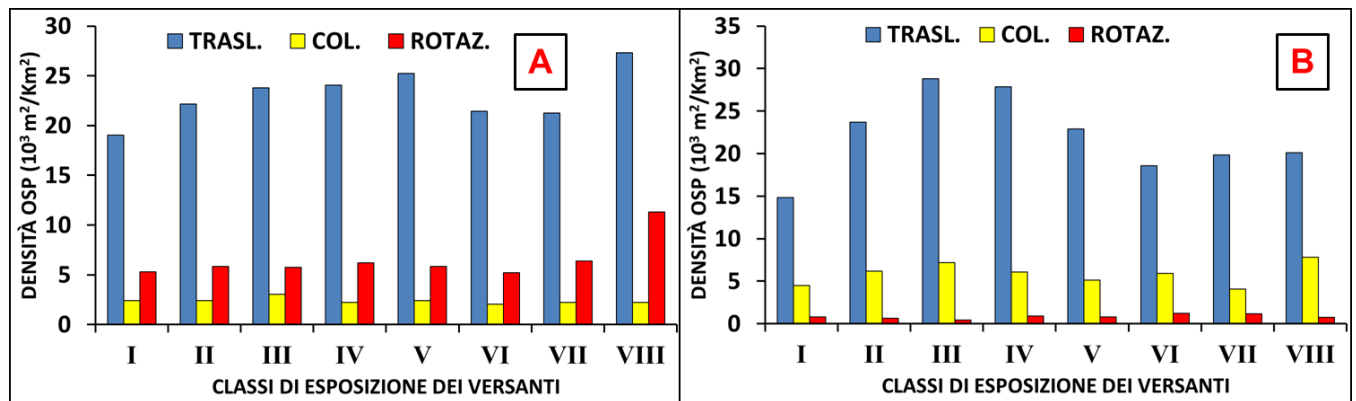


Figura 62 – Andamenti delle densità degli OSP in rapporto alle classi di esposizione dei versanti per i bacini Milia (A) e Roglio (B).

OSP vs DISTANZA DAGLI ELEMENTI IDROGRAFICI

La distanza dai corsi d'acqua appare differenziare sensibilmente la frequenza delle frane, per tutte le tipologie e in entrambi i bacini (fig. 63). Le frane di scorrimento traslativo mostrano un minimo di densità degli OSP nella prima classe, per rimanere pressoché costante nelle classi successive. Visto che gli OSP individuano i settori dei fenomeni franosi posti più a monte, è possibile che l'iniziale riduzione della densità sia semplicemente dovuto al fatto che sono state considerate frane generalmente di notevoli dimensioni, mentre quelle di dimensioni ridotte, i cui OSP ricadono entro i primi 50 m, sono scarse. Nel complesso, quindi, per le frane di scorrimento traslativo non sembrerebbe che la distanza dagli elementi idrografici possa rappresentare un fattore predisponente la loro distribuzione spaziale. Per quelle di scorrimento rotazionale e per le colate gli andamenti delle densità dei rispettivi OSP risulta di difficile interpretazione.

Per la Milia il *trend* più netto è rappresentato dalle frane di scorrimento rotazionale che mostrano un incremento sensibile della densità con l'aumento della distanza. Tale andamento può essere anche in questo caso rappresentativo sia della scelta degli OSP come metodo di rappresentazione del fenomeno frana sia del fatto che in questo bacino le frane di scorrimento rotazionale assumono rispetto alle altre tipologie dimensioni medie ancora più rilevanti. L'erosione esercitata al piede dei versanti da parte dei

corsi d'acqua può anche aver generato la gran parte degli scorrimenti rotazionali rilevati. Questi, però, essendo caratterizzati da dimensioni medie maggiori rispetto alle altre tipologie di frana, presentano i relativi OSP concentrati mediamente in corrispondenza dei settori del versante posti a quote più elevate e distanti dai principali impluvi.

Per quanto riguarda le frane di colamento, che hanno dimensioni decisamente più simili agli scorrimenti traslativi, le variazioni di densità più sensibili si hanno per il bacino del Roglio. Anche in tal caso si assiste ad un incremento della densità degli OSP con l'aumento della distanza dagli elementi idrografici.

Tale andamento, a differenza di quanto ipotizzato per gli scorrimenti rotazionali della Milia, potrebbe essere relazionato con il fatto che questa tipologia di frana tende a svilupparsi in condizioni di acclività medio-basse e in corrispondenza delle litologie argillose; condizioni che caratterizzano generalmente i settori del bacino posti a distanza dai principali impluvi. Inoltre, i colamenti che caratterizzano i settori posti a monte degli impluvi minori hanno, in entrambi i bacini, corpi di frana che non sono ancora stati incisi dall'azione delle acque di scorrimento concentrato e che hanno ricoperto la parte medio-alta dei corsi d'acqua secondari.

L'attuale distanza dalla parte più elevata di questi elementi idrografici e gli OSP relativi a tali fenomeni franosi assume valori notevoli proprio in rapporto alla tipologia di movimento che ha caratterizzato l'evoluzione gravitativa del materiale franato.

In conclusione, il ruolo giocato da questo fattore nella determinazione della distribuzione del fenomeno frana appare in un'ottica prettamente bivariata di difficile definizione.

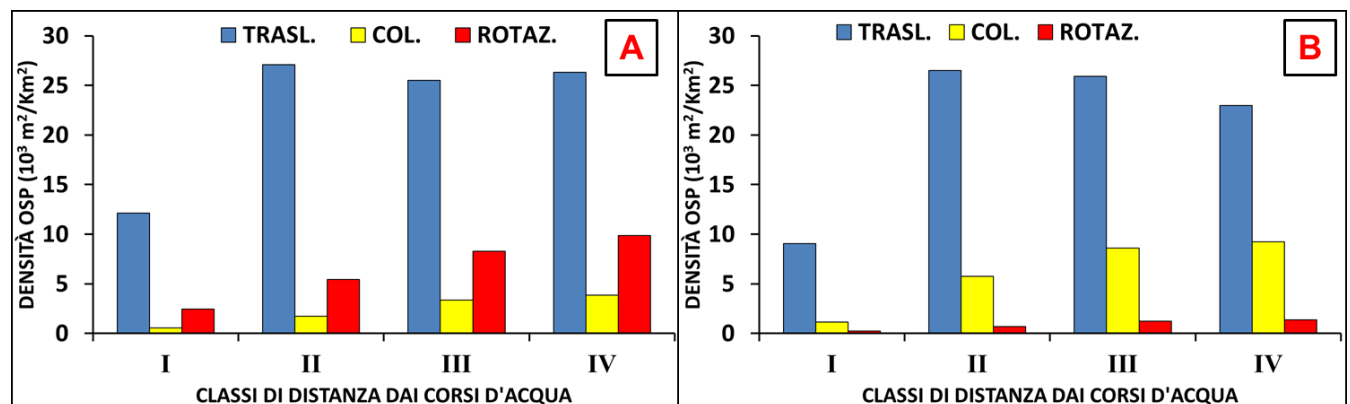


Figura 63 – Andamenti delle densità degli OSP in rapporto alle classi di distanza dai corsi d'acqua per i bacini Milia (A) e Roglio (B).

OSP VS DISTANZA DAI LINEAMENTI TETTONICI

Solo per il bacino del T. Milia e soltanto per le classi III e IV è evidente come la distribuzione degli OSP relativi alle frane di scorrimento traslativo subiscono una diminuzione apprezzabile con la distanza dai lineamenti tettonici (fig. 64).

Per quanto concerne la situazione osservata per il bacino del Roglio le uniche frane che mostrano un'apparente correlazione con i lineamenti tettonici sono sorprendentemente le colate, che presentano un andamento simile a quello descritto per gli scorrimenti traslativi della Milia, con una forte diminuzione delle densità degli OSP con l'incremento della distanza. Anche in questo caso solo l'ultima classe sembra significativamente minore delle altre.

Gli scorrimenti rotazionali per entrambi i bacini non presentano variazioni significative così come le traslative per il Roglio ed i colamenti per la Milia, che denotano in apparenza uno scarso grado di associazione con la distanza dagli lineamenti tettonici.

Per le colate del bacino del Roglio la variazione della densità nei confronti della distanza dai lineamenti tettonici mostrano un lieve incremento tra la prima classe e la seconda, per diminuire costantemente in quelle successive. Il massimo di densità si osserva in corrispondenza della classe II. Questo andamento potrebbe indicare, in un ottica descrittiva e bivariata, il limite entro il quale si estende l'influenza degli lineamenti tettonici nell'ingenerare queste tipologie di frana.

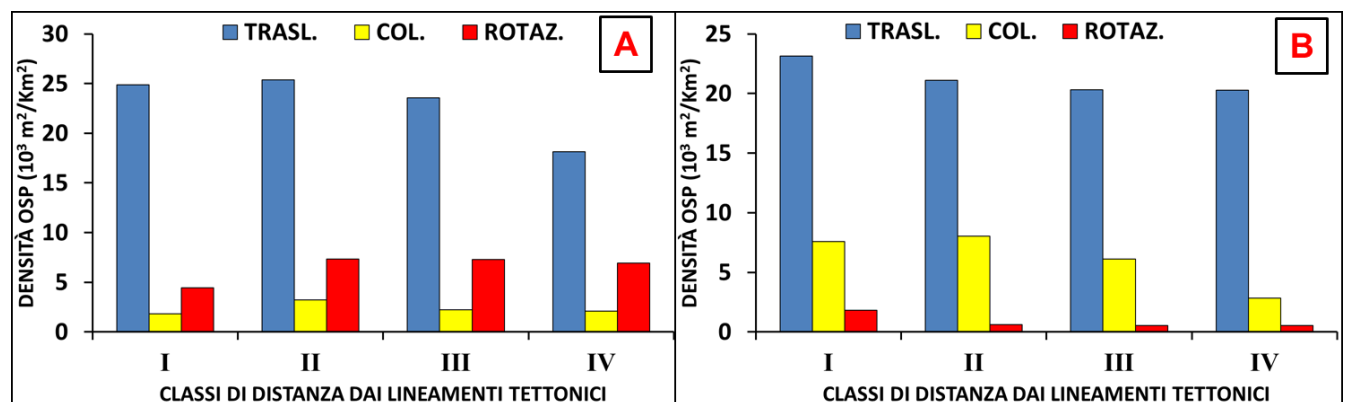


Figura 64 – Andamenti delle densità degli OSP in rapporto alle classi di distanza dai lineamenti tettonici per i bacini Milia (A) e Roglio (B).

OSP vs DISTANZA DALLE SCARPATE DI DEGRADAZIONE

Soprattutto le frane di scorrimento traslativo sembrano avere una correlazione negativa con la distanza dalle scarpate delle balze e dei calanchi del Roglio, per cui maggiore è la distanza e minore appare l'influenza di questo fattore nel generare il fenomeno frana (fig. 65). Viceversa, le frane di colamento e

di scorrimento rotazionale presentano un andamento sostanzialmente differente. All'aumentare della distanza dalle scarpate di degradazione si ha un sensibile incremento della densità per le frane di colamento, mentre quelle rotazionali non subiscono variazioni degne di nota. L'andamento per quest'ultima tipologia di frana è sorprendente, soprattutto in relazione a quanto osservato in fase di rilevamento e descritto nel capitolo precedente. Come affermato in precedenza, l'analisi bivariata, non tenendo conto dell'influenza di altri fattori, può portare a risultati fuorvianti, soprattutto nel caso in cui le variabili indipendenti presentino tra loro un grado di associazione non trascurabile (Van Den Eeckhaut et al., 2009; Regmi et al., 2010).

In tal senso, per questo tipo di frane è stata osservata durante la fase di rilevamento geomorfologico un'apparente concentrazione sia in prossimità degli elementi idrografici che in quelli morfologici. La possibile connessione tra i due fattori potrebbe aver creato una convergenza nell'analisi bivariata tale da non presentare una correlazione apparentemente significativa di questi, presi singolarmente, con la distribuzione delle frane.

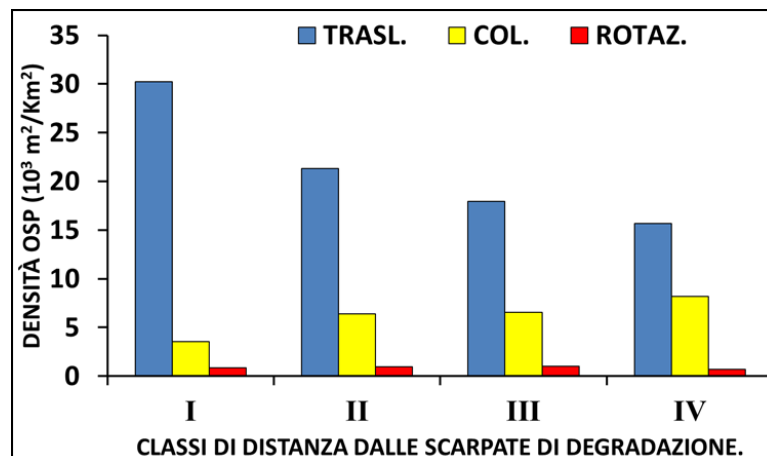


Figura 65 – Andamenti delle densità degli OSP in rapporto alle classi di distanza dalle scarpate di degradazione per i bacini Milia (A) e Roglio (B).

5.4 ANALISI DEL GRADO DI ASSOCIAZIONE (χ^2 DI PEARSON E V DI CRAMER)

Vista la difficoltà di interpretare con chiarezza ed oggettività tutti i risultati dell'analisi bivariata, è stato ritenuto opportuno eseguire uno studio quantitativo, sempre di tipo bivariato, al fine di determinare un valore numerico che fosse rappresentativo delle relazioni tra ogni singolo fattore e l'occorrenza delle frane. Questa analisi è stata condotta per ogni tipologia di frana e per entrambi i bacini.

Per quantificare il grado di associazione tra ogni fattore e l'evento frana è stato inizialmente calcolato il coefficiente χ^2 di Pearson (Fabbris, 1997). Prendendo in considerazione la tabella a doppia entrata (tabella 5), dove sono riportate per ogni classe delle variabili X ed Y le relative frequenze associate (n_{ij}), per il Teorema di Bayes due variabili si dicono indipendenti se sono verificate le seguenti condizioni:

$$P(Y_i \cap X_j) = P(Y_i) \times P(X_j) \quad \forall i, j$$

$$n_{i1}/N_{x1} = \dots = n_{ij}/N_{xj} = N_{yi}/N_{Tot.} \quad \forall i, j$$

$$n_{ij} = (N_{yi} \times N_{xj})/N_{Tot.} \quad \forall i, j$$

Tabella 5 - Tabella di contingenza teorica.

	X₁	X₂	X₃	X₄	TOTALE
Y₁	n_{11}	n_{12}	n_{13}	n_{14}	N_{y1}
Y₂	n_{21}	n_{22}	n_{23}	n_{24}	N_{y2}
TOTALE	N_{x1}	N_{x2}	N_{x3}	N_{x4}	$N_{Tot.}$

Se tali condizioni risultano verificate, significa che l'analisi bivariata non fornisce alcuna informazione aggiuntiva rispetto a quella univariata dei fattori presi singolarmente (Giudici, 2005).

Il χ^2 di Pearson tende a valutare il grado di connessione stocastica tra le variabili X ed Y, calcolando globalmente la discrepanza tra le frequenze associate osservate (n_{ij}) e quelle che dovremmo aspettarci (\tilde{n}_{ij}) qualora l'ipotesi di indipendenza tra i due fenomeni fosse verificata. Il grado di associazione di Pearson viene così definito:

$$\chi^2 = \sum_i^I \sum_j^J (n_{ij} - \tilde{n}_{ij})^2 / \tilde{n}_{ij}$$

con $\tilde{n}_{ij} = (N_{yi} \times N_{xj})/N_{Tot.}$ ($i = 1, 2, \dots, I$; $j = 1, 2, \dots, J$).

Il coefficiente che si estrae dalla statistica di Pearson risente fortemente del numero complessivo di osservazioni effettuate ($N_{Tot.}$) ed al divergere di questo valore il χ^2 tende ad aumentare indefinitamente.

Nella pratica questo significa che il χ^2 di Pearson dà una misura relativa del grado di connessione tra due variabili e così com'è non può essere utilizzato come termine di paragone con lavori effettuati su stesse variabili ma in contesti differenti. Un coefficiente di contingenza che ovvia a questo problema è il V di Cramér (Fabbri, 1997) che, estratto da quello di Pearson, rappresenta un valore normalizzato ed indipendente dal numero complessivo di osservazioni. Questo indice di connessione è definito da:

$$V^2 = \sqrt{\frac{\chi^2}{N_{Tot.} \times \min [(I-1), (J-1)]}}$$

Dove la quantità I e J rappresentano rispettivamente il numero delle righe e quello delle colonne della tabella di contingenza (Giudici, 2005).

Questo coefficiente modifica il χ^2 di Pearson rapportandolo al valore massimo che esso può raggiungere in una specifica tabella di contingenza, valutando la probabilità in termini di $\min[(I-1), (J-1)]$ gradi di libertà.

Il V di Cramér essendo un coefficiente normalizzato ha un campo di esistenza compreso tra 0 ed 1. Esso assume valori più prossimi allo 0 quanto più le variabili in esame sono statisticamente non connesse, mentre si avvicina progressivamente ad 1 per gradi di associazione sempre più alti (Kendall & Stuart, 1979).

Per entrambi i bacini sono state quindi elaborate le tabelle di contingenza per ogni fattore considerato (variabile X) e per tutte le tipologie di frana (variabile Y). Data una tipologia di frana Y ed un fattore X suddiviso in classi (X_j) la relativa tabella è stata elaborata considerando le frequenze relative ed assolute in termini spaziali (m^2). Per la variabile frana le relative classi (Y_1, Y_2) sono riferite rispettivamente all'area interessata (Y_1) e non interessata (Y_2) dal fenomeno. Da queste sono stati ricavati prima i valori del χ^2 di Pearson e successivamente quelli relativi al V di Cramér (tabelle 6 e 7). Dal confronto tra i risultati ottenuti sul grado di associazione e quelli relativi ad altre ricerche pubblicate in merito all'analisi della suscettività di frana (Van Den Eeckhaut et al., 2006; Jiménez-Perálvarez et al., 2009, Dewitte et al., 2010) è stato possibile accertare come i fattori selezionati abbiano generalmente un grado di associazione non trascurabile nei confronti dei fenomeni franosi (tabella 6).

Per il Bacino della Milia i valori dell'indice di associazione di Cramér sono significativamente bassi soltanto nel rapporto tra frane di colamento ed esposizione dei versanti (A). Rispetto all'analisi

descrittiva, per le frane di scorrimento traslativo appare molto più chiara la correlazione nei confronti del fattore distanza dagli elementi idrografici, che assume un valore simile a quello mostrato per l'acclività.

Tabella 6 – Bacino del T. Milia: χ^2 di Pearson e V di Cramér come grado di associazione tra le tipologie di frana ed i singoli fattori ambientali (L, litologia; S, pendenza; A, esposizione; DI, distanza dagli elementi idrografici; DF, distanza dagli lineamenti tettonici).

FC	TRASL.		COL.		ROTAZ.	
	χ^2	V	χ^2	V	χ^2	V
L	5.885	0,31	665	0,18	1.482	0,22
S	1.179	0,18	175	0,10	563	0,15
A	153	0,11	10	0,05	276	0,13
DF	281	0,13	156	0,11	205	0,12
DI	884	0,17	377	0,14	639	0,16

Per il Bacino del T. Roglio (tabella 7), invece, solo l'esposizione (A) e la distanza dagli scarpate di degradazione (DS) denotano bassi valori del V di Cramer nei confronti delle frane di scorrimento rotazionale, mentre gli scorrimento traslativi hanno un basso grado di associazione con la distanza dagli lineamenti tettonici (DF).

Tabella 7 - Bacino del T. Roglio: χ^2 di Pearson e V di Cramér come grado di associazione tra le tipologie di frana ed i singoli fattori ambientali (L, litologia; S, pendenza; A, esposizione; DI, distanza dagli elementi idrografici; DF, distanza dagli lineamenti tettonici; DS, distanza dagli scarpate di degradazione).

FC	TRASL.		COL.		ROTAZ.	
	χ^2	V	χ^2	V	χ^2	V
L	6.857	0,28	2.534	0,22	319	0,15
S	12.853	0,30	1.716	0,18	206	0,10
A	717	0,16	209	0,11	69	0,08
DF	49	0,07	530	0,15	269	0,11
DI	1.903	0,19	1.311	0,17	172	0,10
DS	1.133	0,17	349	0,12	9	0,04

Nei due bacini, la litologia e la pendenza dei versanti mostrano mediamente i gradi di associazione nei confronti dei fenomeni franosi più elevati. Considerando solo i fattori comuni ad entrambi i bacini, per i quali può essere svolto un confronto, l'acclività e l'esposizione dei versanti sembrano aver condizionato la genesi degli scorrimenti traslativi più nel bacino del T. Roglio che in quello della Milia (fig. 66).

Per gli scorrimenti rotazionali il confronto tra i coefficienti di Cramér mostra una correlazione con i fattori considerati che appare complessivamente migliore nel bacino del Roglio, mentre le colate presentano una situazione totalmente inversa.

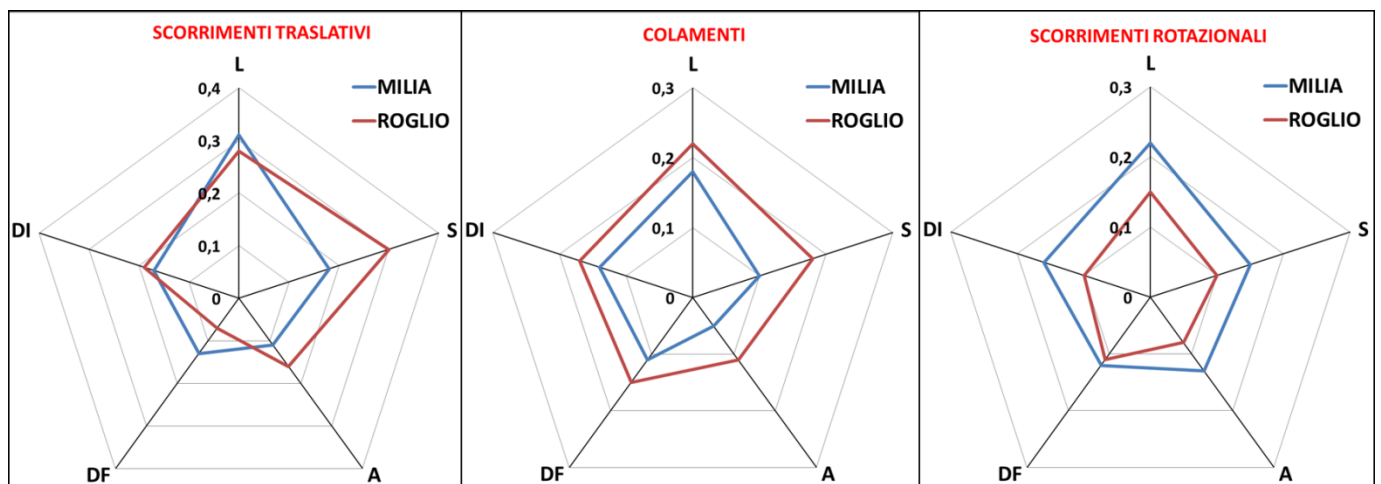


Figura 66 – Confronto dei gradi di associazione (valori del V di Cramér) tra le frane e i fattori predisponenti considerati per i bacini Milia e Roglio

I valori di correlazione ottenuti per questo tipo di analisi mostrano grandezze che complessivamente sono basse in relazione al campo di esistenza del V di Cramér. Questo è probabilmente connesso con la dipendenza statistica esistente tra i singoli fattori che, in un'analisi bivariata, tende a mascherare le rispettive connessioni nei confronti della variabile dipendente. L'associazione statistica tra i fattori introdotti nelle analisi per la zonazione della suscettività rappresenta una caratteristica riscontrata in molti lavori (Van Den Eeckhaut et al., 2006, 2009; Neuhäuser & Terhorst, 2007; Regmi et al., 2010).

CAPITOLO 6

Analisi Condizionale, costruzione e validazione dei modelli

6.1 INTRODUZIONE

L'analisi condizionale è stata eseguita al fine di valutare le relazioni tra la distribuzione dei fenomeni franosi ed i vari fattori ambientali, considerati in ogni loro possibile combinazione. L'analisi è stata svolta per entrambi i bacini e per tutte le tipologie di frana.

Sebbene, il metodo dell'analisi condizionale sia estremamente semplice dal punto di vista concettuale, dal punto di vista operativo presenta alcune complicazioni giacché necessita di essere applicato molte volte per una singola area di studio e per ogni differente tipologia di frana. Per questo motivo è stato creato un programma in Python, attraverso il costruttore *Model-Builder* di ArcGIS (ESRI), nel quale sono stati automatizzati tutti i processi di elaborazione spaziale necessari alla creazione ed alla validazione dei modelli predittivi. Il *Model-Builder* è un programma di ArcGIS che consente, anche ad un personale non specializzato nel linguaggio di programmazione Python, di realizzare modelli di *geoprocessing*. Il modello viene creato in modo visivo importando i vari strumenti (*tools*) che sono ritenuti necessari per le finalità del programma. La costruzione del modello avviene dunque similmente alla realizzazione di un diagramma a blocchi, in cui sono disposti secondo l'ordine logico di elaborazione le varie funzioni di *geoprocessing*, i dati di ingresso e quelli in uscita (fig. 67). Benché la realizzazione di programmi mediante l'uso del costruttore *Model-Builder* non richieda una conoscenza avanzata del linguaggio Python, l'utilizzo di questo ambiente di programmazione necessita comunque di una discreta padronanza di ArcGIS e delle varie tecniche di *geoprocessing*.

Tutte le fasi descritte di seguito fanno riferimento a processi di elaborazione che costituiscono parti del programma e che complessivamente portano alla costruzione delle mappe di suscettività. Per un dato bacino ed una specifica tipologia di frana, il programma prevede come dati di ingresso le mappe relative sia ai fattori predisponenti, suddivisi in classi, che agli OSP delle frane di costruzione (pre-75) e di validazione (post-75). Per un determinato bacino e per una determinata tipologia di frana il processo genera le carte della suscettività relative ad ogni combinazione dei fattori considerati. Ogni mappa della suscettività è resa dal programma sia in formato vettoriale (*feature class*) che in quello tabellare (file DBF). Il tempo di elaborazione dei dati, che devono essere introdotti nel programma in formato vettoriale, è limitato a pochi minuti per ogni modello.

una singola classe corrisponde un unico *record* (unico codice identificativo) nella tabella degli attributi (Dainelli et al., 2008). L'utilizzo del programma “intersect no FID” non è indispensabile, ma ha consentito di limitare enormemente i tempi richiesti per la realizzazione delle carte delle UCU.

Complessivamente sono state create 63 carte delle UCU per il bacino del Roglio e 31 per quello della Milia. Dal momento che il numero complessivo di possibili combinazioni (n) che si possono ottenere da N fattori è dato dal seguente coefficiente binomiale di Newton, dove k rappresenta il numero di fattori che compaiono in una data combinazione.

$$n = \sum_{k=1}^N \frac{N!}{K! (N - K)!}$$

Ogni mappa delle UCU è stata sovrapposta (*intersect*) con il livello vettoriale relativo al *buffer* degli OSP appartenenti alle frane precedenti il 1975. Questa sovrapposizione ha originato un secondo strato informativo in cui sono stati associati ai poligoni di ogni *buffer* le aree e gli attributi delle varie UCU che ricadevano al loro interno. Per ogni singola UCU è stato così calcolato mediante un processo di *joint* il rapporto tra la somma dell'area coinvolta nei *buffer* e quella totale. In seguito tutte le UCU sono state raggruppate (*dissolve*) in cinque classi di densità sulla base del valore del rapporto osservato.

Per la definizione delle classi di densità (classi di suscettività) è stato usato un metodo simile a quello ideato da Clerici et al., (2010). Le classi sono definite sulla base del valore medio della densità, calcolato dividendo la somma totale delle aree comprese nel buffer degli OSP e l'area totale del bacino in esame. In base a questo valore medio (MD), gli intervalli (C_i) delle classi di suscettività sono definiti come $C_i = (MD/5) \times 2$ e le classi così definite sono caratterizzate dai seguenti campi di esistenza delle densità: 0- C_i (Bassa), C_i - $2C_i$ (Medio-bassa), $2C_i$ - $3C_i$ (Media), $3C_i$ - $4C_i$ (Alta) e $4C_i$ - $5C_i$ (Elevata). Conseguentemente il valore (MD) corrisponde al punto medio della classe media

Per ognuna delle tre tipologie di frane considerate, sono stati creati quindi tutti i possibili modelli. Successivamente è stata realizzata una procedura di validazione al fine di scegliere il modello predittivo migliore. La procedura di validazione si basa su un concetto simile al “*wait and see*”, che è l'unica rigorosa via per valutare correttamente l'affidabilità dei modelli nella previsione della variabile dipendente (Chung & Fabbri, 1999, 2008; Clerici et al., 2006, 2010; Blahut et al., 2010; von Ruette et al., 2011). In questo metodo la distribuzione nelle varie classi di suscettività degli OSP pre-1975 (training set) viene comparata con quella relativa agli OSP post-1975 (validation set). Per ognuna delle cinque classi di suscettività è stato quindi calcolato il valore assoluto della differenza tra la le

percentuali degli OSP pre e post 1975. La somma di questo valore tra le classi di suscettività è definito come Errore di Validazione (VE) ed è stato calcolato per ogni modello costruito. Il coefficiente VE definisce la capacità predittiva di un modello ed ha un campo di esistenza che varia tra 0 (massima capacità predittiva) e 200 (minima capacità predittiva). In accordo con Clerici et al., (2010), una buona validazione è requisito necessario ma non sufficiente per definire l'efficienza di un modello. Un buon modello dovrebbe avere anche una grande dispersione attorno alla densità media (alta capacità di risoluzione) per distinguere tra livelli significativi di densità di frana ed aumentare l'informazione statistica rispetto a quella a priori. Per questo, è stata calcolata per ogni modello la deviazione media della densità degli OSP (MD) ed è stato utilizzato il rapporto MD/VE (IBM, Indice di Bontà del Modello) per la scelta del modello migliore, che avrà il valore IBM più alto. L'utilizzo della deviazione media rispetto a quella standard deriva dal fatto che nelle procedure di creazione dei modelli possono essere state introdotte UCU di dimensioni piccole e quindi di ridotta significatività statistica. L'impiego della deviazione standard avrebbe, quindi, portato ad una zonazione della suscettività maggiormente dipendente dalla presenza di queste UCU, rispetto a quella ottenuta con l'uso della deviazione media.

La procedura assunta per la scelta del modello migliore è molto simile a quella proposta da Chung & Fabbri (1999) e frequentemente utilizzata nelle ricerche più recenti (Chung, 2006; Chung & Fabbri 2008; Van Den Eeckhaut et al., 2009; Blahut et al., 2010; Dewitte et al., 2010; Ghosh et al., 2011; Melchiorre et al., 2011; Sterlacchini et al., 2011). Infatti, considerando che per una data combinazione di fattori le relative UCU sono classificate in base alla densità del fenomeno osservato, la loro disposizione in un diagramma relativo alla costruzione della *Success Rate Curve* (SRC) (Chung & Fabbri, 1999) porterebbe ad un valore dell'area sotto la curva (AUC) tanto più grande, quanto maggiore risulta la deviazione media delle densità osservate. L'ordinamento delle UCU all'interno di una SRC verrebbe, infatti, effettuato in base alla loro densità di frana (probabilità condizionata). Per ogni UCU_x, la densità di frana (γ_x) però può anche essere scritta nel seguente modo:

$$\gamma_x = (f_x/\beta_x) \times (F/B) \times (B/F)$$

Con, f_x = area totale frane \cap area UCU_x; β_x = area UCU_x; F = area totale frane; B = area bacino.

Questo porta a:

$$\gamma_{(x)} = [(f_{(x)}/F) / (\beta_{(x)}/B)] / (F/B)$$

ovvero:

$$\gamma_{(x)}/(F/B) = [(f_{(x)}/F) / (\beta_{(x)}/B)]$$

Considerando inoltre che per ogni modello il valore (F/B) (probabilità a priori) è costante per un dato bacino e per una data tipologia di frana, il fatto che $\gamma_{(y)} > \gamma_{(z)}$ implica che:

$$[(f_{(y)}/F) / (\beta_{(y)}/B)] > [(f_{(z)}/F) / (\beta_{(z)}/B)]$$

e quindi

$$\% F_{(y)} / \% B_{(y)} > \% F_{(z)} / \% B_{(z)}$$

Dove $\%F_{(i)}$ rappresenta la percentuale dell'area complessiva delle frane che cade dentro la UCU_i e $\%B_{(i)}$ la percentuale di area complessiva del bacino che caratterizza la stessa UCU_i . Questo rapporto, in una SRC, costituirebbe il gradiente della tangente alla curva in corrispondenza della UCU_i . Quindi maggiore è la deviazione media della densità delle UCU, maggiore è il divario tra le pendenze di un'eventuale SRC costruita sulle UCU, andando dai settori di massima densità verso quelli di minima. Quest'ultimo fatto comporterebbe in definitiva una maggiore AUC della curva di successo.

Anche per quanto concerne il confronto tra i dati di costruzione e quelli di validazione, il metodo di Clerici et al., (2010) è molto simile a quello proposto da Chung & Fabbri (1999) dove il modello con la più alta capacità predittiva viene determinato dal confronto tra le AUC delle curve di predizione (*Prediction Rate Curve*) e di successo (*Success Rate Curve*). Minore è la differenza e maggiore risulta la capacità predittiva del modello. Il modello con la massima verosimiglianza dunque è quello per cui le variazioni della derivata prima per la SRC sono identiche a quelle per la PRC, che equivale in un'ottica di UCU ad avere:

$$\% F_{c(i)} / \% B_{(i)} = \% F_{v(i)} / \% B_{(i)} \quad \forall UCU_i$$

e cioè

$$\% F_{c(i)} = \% F_{v(i)}$$

Dove $\%F_{c(i)}$ e $\%F_{v(i)}$ rappresentano la percentuale dell'area complessiva delle frane, rispettivamente di costruzione e di validazione, che cade dentro la UCU_i .

Nel presente lavoro è stato scelto di utilizzare il sistema di validazione proposto da Clerici et al., (2010) in quanto è un metodo immediato nella restituzione dei risultati, che sono rilasciati sotto forma di dato tabellare dal programma, senza dunque la necessità di costruire le rappresentazioni grafiche relative

alle PRC e SRC. Inoltre, lavorando con i formati vettoriali l'uso di un metodo di validazione che comprendesse la costruzione delle curve di predizione e di successo avrebbe necessariamente richiesto un lavoro aggiuntivo di rasterizzazione e riclassificazione delle carte di densità, giacché le UCU assumono dimensioni variabili ed un loro diretto utilizzo non sarebbe stato rigoroso ai fini della validazione proposta da Chung & Fabbri (1999).

6.3 RISULTATI

Il programma è stato eseguito complessivamente 189 volte per il bacino del T. Roglio e 93 per quello della Milia. I 10 modelli con il più alto valore del rapporto MD/VE, derivati per ogni tipologia di frana, sono presentati per il bacino della Milia e per quello del Roglio, rispettivamente nelle tabelle 8 e 9. I modelli sono stati ordinati nelle tabelle in base all'indice IBM che assume, passando dall'alto verso il basso, valori via via decrescenti. Per quanto detto in precedenza, quindi, il modello migliore ai fini della zonazione della suscettività dei bacini esaminati è quello relativo alla combinazione di fattori ambientali che caratterizzano la prima riga delle tabelle.

Tabella 8 - Bacino T. Milia. I migliori 10 modelli per ogni tipologia di frana (L, litologia; S, acclività dei versanti; A, esposizione dei versanti; DI, distanza dai corsi d'acqua; DF, distanza da faglie e sovrascorimenti).

TRASLAT.	VE	MD	IBM	COL.	VE	MD	IBM	ROT.	VE	MD	IBM
LS	3,4	8575	2522,1	LDI	12,3	1025	83,3	SDF	19,5	1644	84,3
LDIDF	5,6	9042	1614,6	LS	12,7	911	71,7	LSDF	28,2	2255	80,0
LDF	5,5	8083	1469,6	LSDI	17,2	1086	63,1	LADF	42,5	2395	56,4
LSDI	7,3	10146	1389,8	ADI	12,9	643	49,8	LSA	50,2	2224	44,3
LDI	9,1	8781	964,9	ADIDF	19,9	878	44,1	LADIDF	72,0	3150	43,8
LSA	11,7	10489	896,5	LADI	27,2	1134	41,7	LSADF	61,8	2684	43,4
LSDF	11,0	8893	808,5	LA	24,5	961	39,2	LA	48,7	2078	42,7
LADI	13,2	10659	807,5	SADI	24,4	874	35,8	LSDIDF	67,0	2831	42,3
LA	11,8	8780	744,1	SDF	13,8	478	34,6	SADF	46,7	1842	39,4
LSDIDF	16,4	11026	672,3	LSA	36,2	1061	29,3	LDF	51,7	2032	39,3

Tabella 9 – Bacino T. Roglio. I migliori 10 modelli per ogni tipologia di frana (L, litologia; S, acclività dei versanti; A, esposizione dei versanti; DI, distanza dai corsi d'acqua; DF, distanza da faglie e sovrascorimenti; DS, distanza dalle scarpate di degradazione).

TRASLAT.	VE	MD	IBM	COL.	VE	MD	IBM	ROT.	VE	MD	IBM
ADIDF	6,3	3629	576,0	LSDFDS	7,0	2259	322,7	SDIDF	10,1	373	36,9
LSADI	29,2	14140	484,2	SDIDS	8,6	2498	290,5	LDF	17,3	591	34,2
LADI	25,5	11244	440,9	LDIDS	8,4	2397	285,4	LSDF	19,0	609	32,1
LDI	20,5	8966	437,4	LDIDF	6,5	1752	269,5	LDIDF	36,4	781	21,5
LSDI	24,6	10668	433,7	LSDI	13,4	3493	260,7	DIDFDS	19,8	409	20,7
ADI	5,5	2338	425,1	SDIDF	9,2	2227	242,1	LDS	32,9	653	19,8
LADIDF	27,9	10594	379,7	DIDFDS	9,3	2145	230,6	LSDI	71,3	1399	19,6
SDIDF	23,5	8163	347,4	SADS	10,8	2154	199,4	LDFDS	28,9	565	19,6
LDIDF	25,2	8448	335,2	LSDIDF	14,2	2799	197,1	LDI	58,5	1033	17,7
SDI	24,5	8209	335,1	LDIDFDS	13,8	2624	190,1	LSDS	47,5	745	15,7

Descrizione dei modelli migliori

Per il bacino del T. Milia il modello con la più alta capacità predittiva nei confronti delle frane traslative è quello derivato dalla combinazione dei fattori litologia (L) ed acclività (S).

Complessivamente, il modello presenta il più basso errore di validazione (VE) fra tutti quelli creati, per entrambi i bacini e per tutte le tipologie di frana. L'errore si concentra in corrispondenza delle classi di suscettività medio-alta (classe 4) ed elevata (classe 5), con valori relativi che mostrano rispettivamente una leggera sottostima ed una lieve sovrastima della probabilità di accadimento del fenomeno frana (fig. 68). In queste due classi, infatti, si esplica circa l'81% dell'errore di validazione complessivo, con una somma dei rispettivi errori assoluti ($|(\% \text{ area frane Post-75}) - (\% \text{ area frane Pre-75})|$) che raggiunge il valore di 2,8. L'errore relativo ($\% \text{ area frane Post-75} - \% \text{ area frane Pre-75}$) assume un valore nella classe a suscettività medio-alta di 1,43, mentre in quella a suscettività elevata ha un valore negativo pari a $-1,35$. Il modello, infine, mostra una buona capacità nella differenziazione della densità di frana ($MD = 8.575$) fra le varie classi. Questo è visibile anche dal confronto delle aree che caratterizzano le classi di suscettività. La classe a suscettività media ha un'estensione pari a $28,8 \text{ Km}^2$, del tutto paragonabile a quella delle classi estreme che presentano valori di circa $30,8 \text{ Km}^2$ (classe 1) e 24 Km^2 (classe 5)

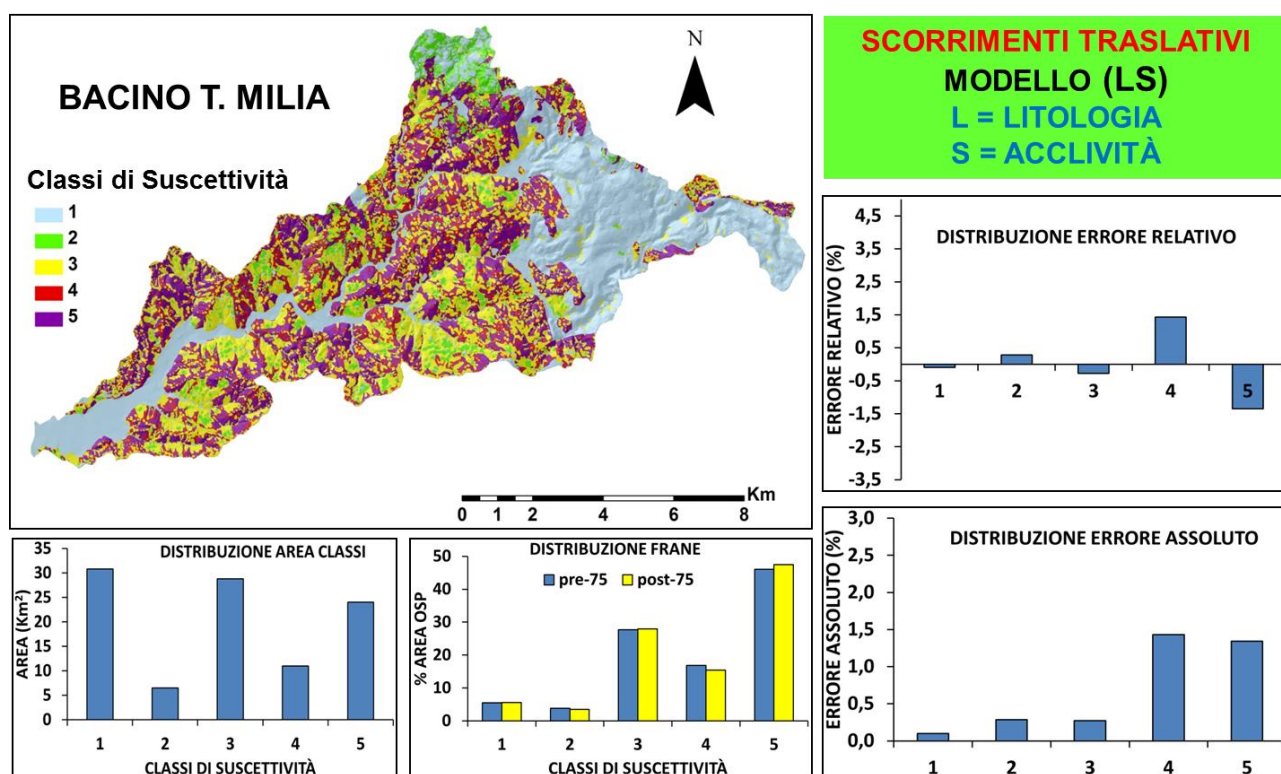


Figura 68 – Il migliore modello per le frane di scorrimento traslativo del bacino della Milia.

Per le frane di colamento il modello con la più alta capacità predittiva è quello derivato dalla combinazione dei fattori litologia (L) e distanza dai corsi d'acqua (DI). Il valore complessivo dell'errore di validazione (12,3) sembra comunque troppo elevato per poter accettare il risultato ai fini della zonazione della suscettività. Il modello non discrimina correttamente la propensione al colamento di quelle UCU che caratterizzano soprattutto le classi di suscettività estreme (fig. 69), per le quali si osserva un errore di validazione che, complessivamente, raggiunge il 66% di quello totale (VE). Le classi a suscettività bassa ed elevata coprono oltre il 67% della superficie del bacino.

La sottostima della propensione al dissesto per frana nella classe a bassa suscettività che, con i suoi 41,6 Km², costituisce quella maggiormente estesa, risulta particolarmente pericolosa qualora venga utilizzato questo modello ai fini di una pianificazione territoriale. Indipendentemente dal valore globale dell'indice VE di un modello, la concentrazione dell'errore in corrispondenza della classe a più bassa suscettività può, infatti, causare la sottostima del rischio per quella classe e la conseguente mancata assegnazione di vincoli cautelativi nei piani di gestione del territorio.

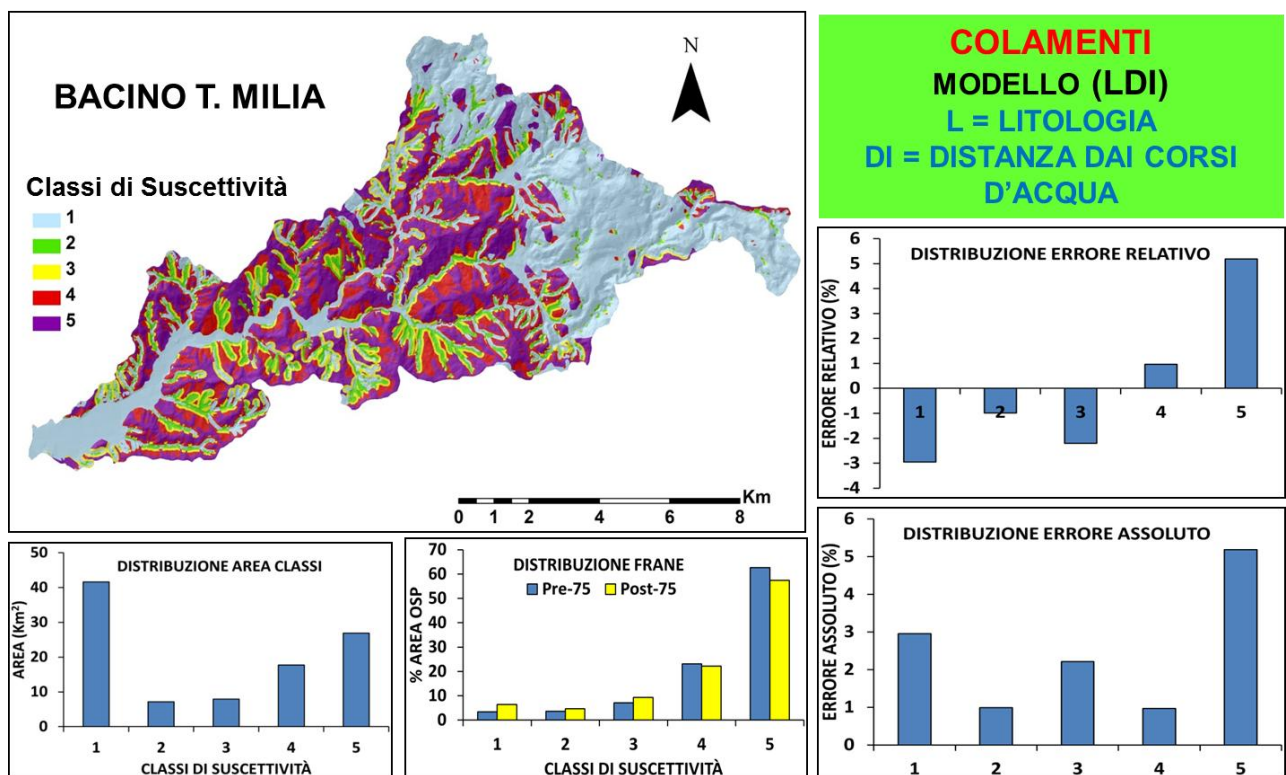


Figura 69 – Il migliore modello per le frane di colamento del bacino della Milia.

Anche per le frane di scorrimento rotazionale, il modello con la più alta capacità predittiva, derivato dalla combinazione dei fattori acclività (S) e distanza da faglie e sovrascorrimenti (DF), presenta un errore di validazione alto; tra i migliori modelli creati, sia per il bacino della Milia che per quello del Roglio, ha la peggiore capacità previsionale. L'errore di validazione si concentra nelle classi a suscettività medio-bassa, media ed elevata (fig. 70). In queste tre classi, infatti, si esplica circa il 97,8% dell'errore complessivo, con una somma dei rispettivi valori assoluti di 19.1. L'errore relativo assume quantità positive nelle classi a suscettività media ed elevata, dove si registra rispettivamente valori di 3,3 e 6,0, mentre quella medio-bassa ha un valore negativo pari a -9,8. Come per i colamenti anche in questo caso la classe più estesa è quella che presenta il maggior errore nella predizione del fenomeno franoso. La classe medio-bassa, infatti, si estende con una superficie di 32,5 Km² e costituisce da sola circa il 32% dell'area complessiva del bacino. In tutte le classi ad esclusione di quella a suscettività medio-bassa la propensione al dissesto per frana è sovrastimata dal modello. Questo implica che alcune UCU presenti soprattutto nelle classi 2, 3 e 5 sono state mal classificate in rapporto al gruppo di frane di validazione. Alcune UCU mal classificate ed appartenenti alle classi sovrastimate avrebbero dovuto in definitiva appartenere alla classe 2, che è l'unica sottostimata.

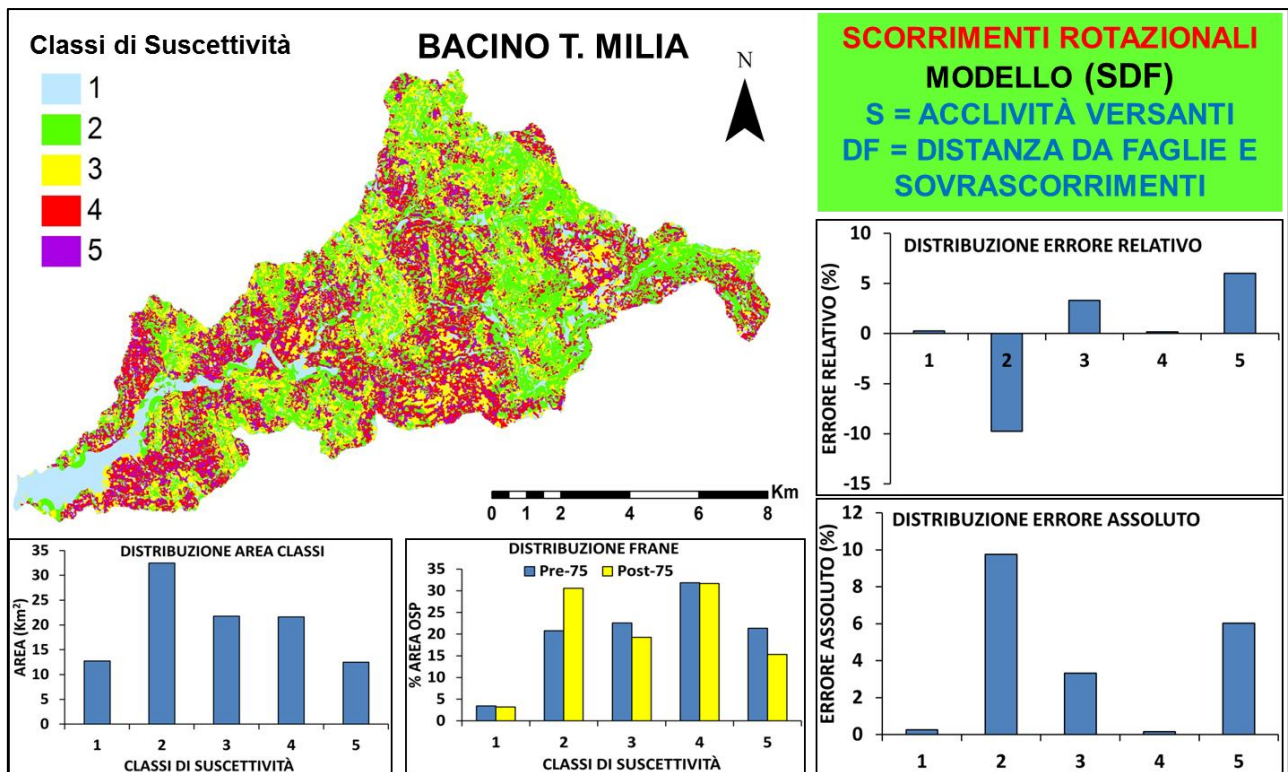


Figura 70 – Il migliore modello per le frane di scorrimento rotazionale del bacino della Milia.

Per le frane di scorrimento traslativo del bacino del T. Roglio, il modello con il più alto rapporto MD/VE è quello derivato dalla combinazione dei fattori esposizione (A), distanza dai corsi d'acqua (DI) e distanza da faglie e sovrascorrimenti (DF). Benché caratterizzato da un basso errore di validazione, questo modello presenta comunque una ridotta capacità di discriminare la suscettività delle UCU rispetto a quella a priori. Il valore MD pari a 3.629 comporta in questo caso una concentrazione delle UCU nella classe a suscettività media. Quest'ultima caratterizza il bacino con un'area di circa 66 Km² e costituisce la classe maggiormente estesa (fig. 71). L'errore di validazione si esplica con valori simili grossomodo in tutte le classi ad esclusione di quella più estesa. Nelle classi a suscettività bassa, medio-bassa, medio-alta ed elevata, si esplica circa il 65% dell'errore complessivo, con una somma dei rispettivi valori assoluti di 4,2 ed un errore medio assoluto di circa 1,0. L'errore relativo assume quantità positive nelle classi a suscettività media ed elevata, dove si registra rispettivamente errori di 2,2 e 1,1, mentre in quelle a suscettività bassa, medio-bassa e medio-alta si hanno valori negativi rispettivamente pari a - 1,1, - 0,8 e - 1,1.

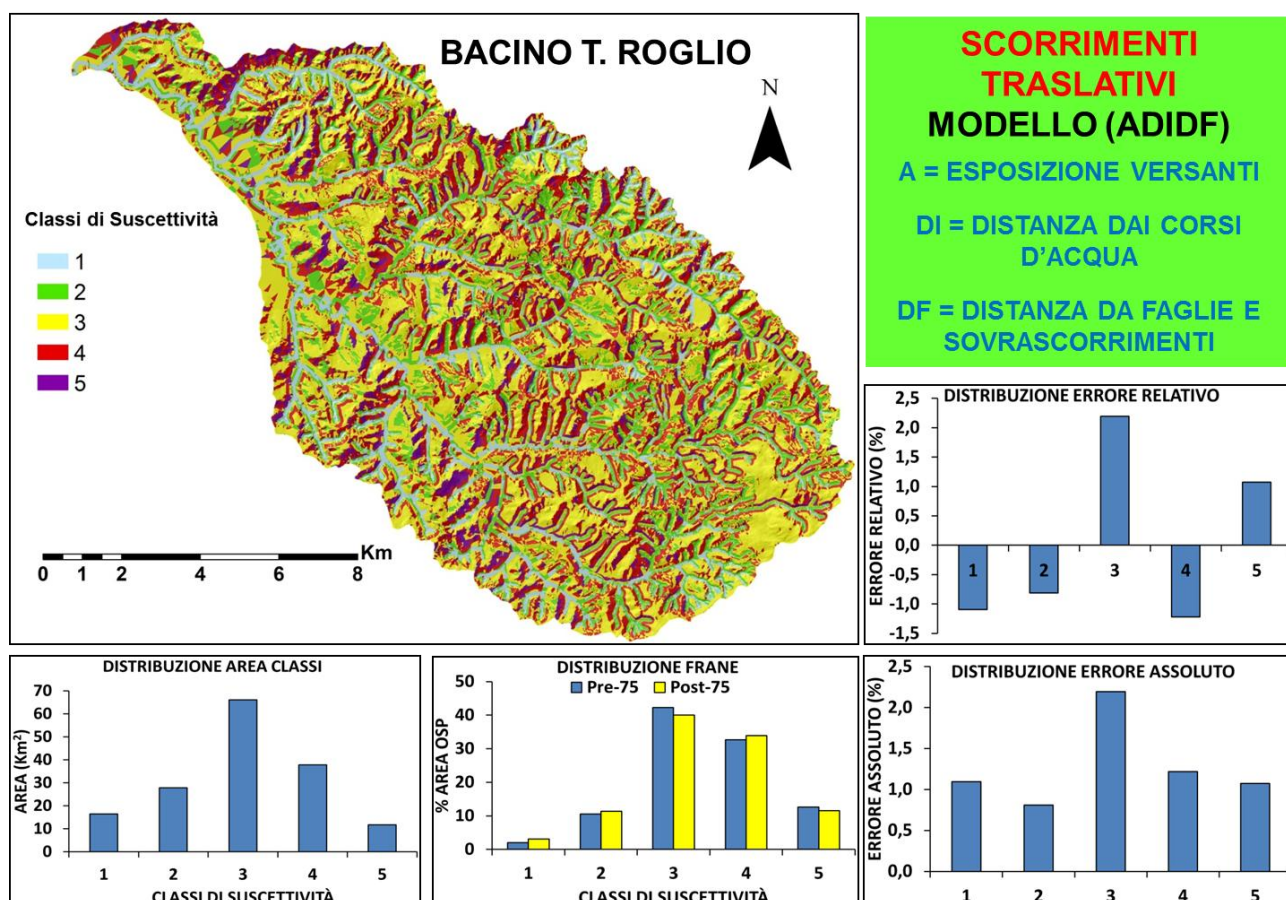


Figura 71 – Il migliore modello per le frane di scorrimento traslativo del bacino del Roglio.

Per le frane di colamento il modello migliore è quello derivato dalla combinazione dei fattori litologia (L), acclività dei versanti (S), distanza da faglie e sovrascorrimenti (DF) e distanza dalle scarpate di degradazione (DS). Il valore complessivo dell'errore di validazione sembra paragonabile a quello osservato per gli scorrimenti traslativi.

Il modello non discrimina correttamente la propensione al colamento delle classi a suscettività bassa e media (fig. 72), per le quali si osserva un errore di validazione che, complessivamente, raggiunge il 76% di quello totale (VE). Le classi a suscettività bassa e media coprono oltre il 53% della superficie del bacino.

Come osservato per le colate del bacino del T. Milia anche in questo caso sia ha una sottostima della propensione al dissesto per frana nella classe a bassa suscettività che, con i suoi 64,7 Km², costituisce quella maggiormente estesa. Infatti, l'errore relativo assume per questa classe un valore negativo pari a -2,6.

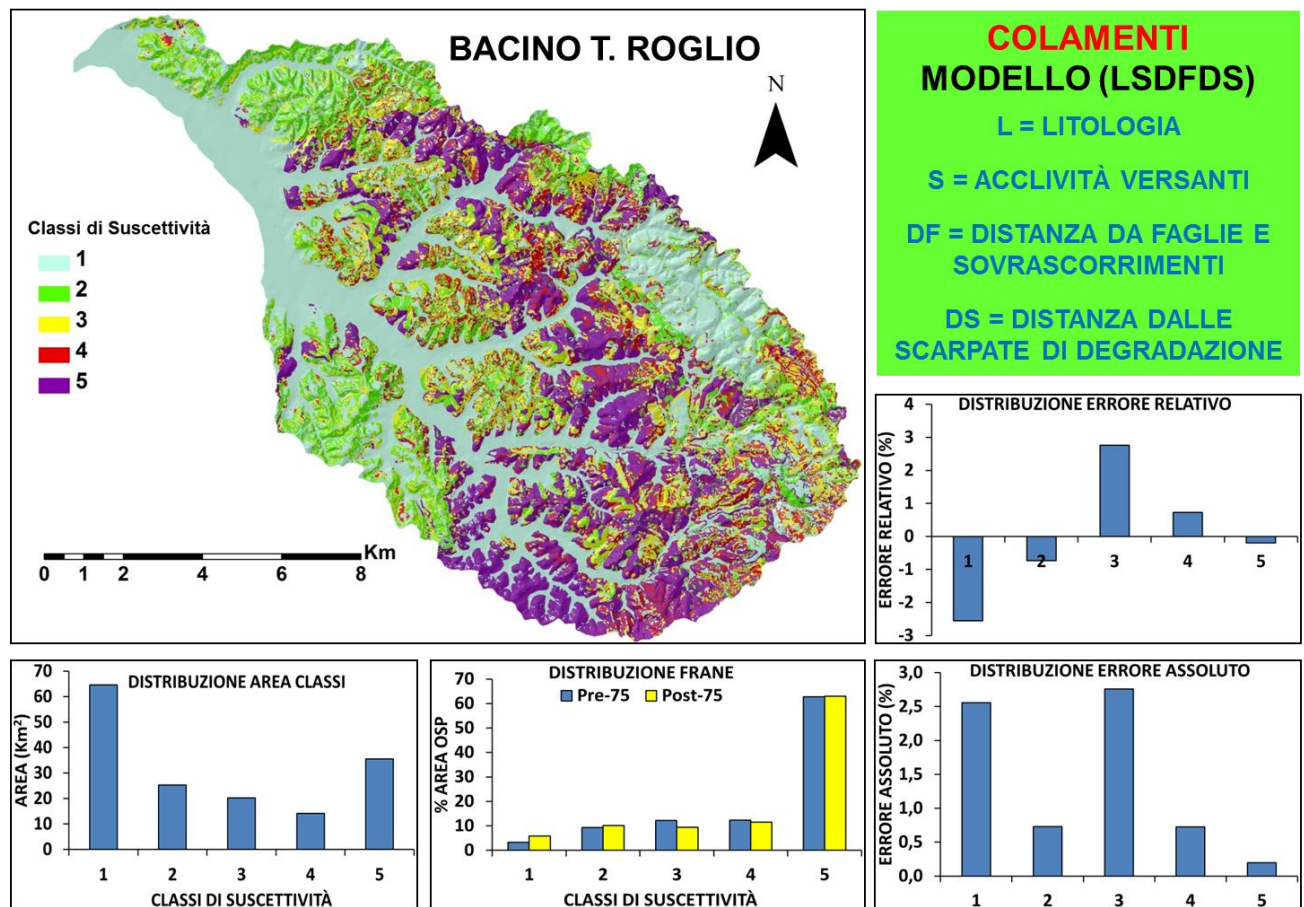


Figura 72 – Il migliore modello per le frane di colamento del bacino del Roglio.

Per le frane di scorrimento rotazionale il modello con la più alta capacità predittiva, derivato dalla combinazione dei fattori acclività (S), distanza dai corsi d'acqua (DI) e distanza da faglie e sovrascorrimenti (DF), presenta un errore di validazione più alto rispetto a quello osservato per le altre tipologie di frana del bacino del T. Roglio.

L'errore di validazione si concentra nelle classi a suscettività bassa, medio-bassa, media ed elevata (fig. 73). In queste classi, infatti, si esplica circa il 99,8% dell'errore complessivo.

L'errore relativo assume quantità positive solo nelle classi a suscettività media ed elevata, dove si registrano rispettivamente errori di 2,2 e 2,9, mentre quelle a bassa e medio-bassa suscettività presentano valori negativi pari rispettivamente a - 3,8 e - 1,3. Come per i colamenti anche in questo caso la classe a più bassa suscettività è quella che presenta il maggior errore nella predizione del fenomeno franoso.

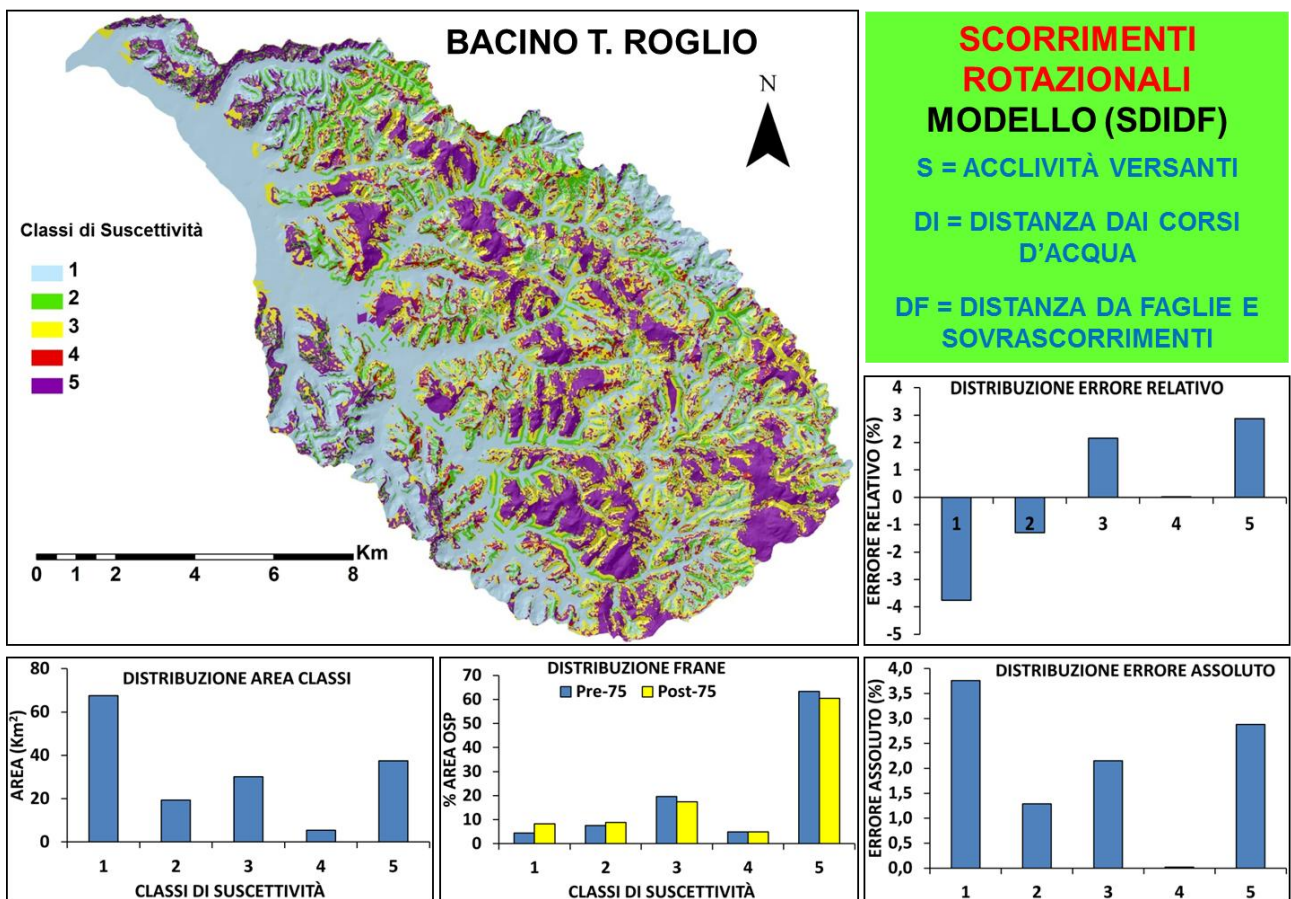


Figura 73 – Il migliore modello per le frane di scorrimento rotazionale del bacino del Roglio.

Importanza dei fattori considerati predisponenti: analisi bivariata e condizionale a confronto.

Per cercare di definire in modo oggettivo l'importanza assunta da ogni singolo fattore nel condizionare la distribuzione spaziale del fenomeno frana è stato calcolato in numero di volte che i vari fattori compaiono nei primi dieci migliori modelli.

Questo metodo, che è stato proposto da Clerici et al., (2010), non tende a valutare quale sia la combinazione di fattori che risolvono la zonazione della suscettività con la massima capacità predittiva, bensì quali fattori entrano in gioco con più frequenza nei modelli che hanno la maggior capacità predittiva. Inoltre, il confronto tra lo studio delle occorrenze ed i risultati dell'analisi bivariata può consentire di sviluppare alcune considerazioni circa la possibilità che esistano gradi di associazione non trascurabili tra i fattori ritenuti predisponenti.

Confrontando i risultati dell'analisi bivariata e l'occorrenza nei migliori 10 modelli dei fattori presenti per ogni singola tipologia di frana, il Metodo dell'Analisi Condizionale definisce sia per il bacino del T. Milia (fig. 74) che per quello del T. Roglio (fig. 75) un'importanza dei fattori in gioco chiaramente diversa.

Nel bacino del T. Milia, ad esempio, le frane di scorrimento rotazionale mostrano per l'analisi condizionale una sensibilità non indifferente nei confronti del fattore distanza da faglie e sovrascorrimenti (fig.74A).

Nell'analisi bivariata (fig 74B) questo fattore ambientale presenta invece il più basso grado di associazione con le frane rotazionali (V di Cramer = 0,12).

Anche per quanto concerne la correlazione con il fattore distanza dai corsi d'acqua l'analisi condizionale per le frane di scorrimento rotazionale mostra alcune differenze sostanziali rispetto a quella bivariata. In quest'ultima, infatti, il grado di connessione tra il fattore in questione e gli scorrimenti rotazionali risulta assolutamente paragonabile (V di Cramer = 0,16) rispetto a quello mostrato dagli altri fattori nei confronti di questa tipologia di frana.

Nei primi 10 modelli derivanti dall'analisi condizionale la distanza dai corsi d'acqua risulta, invece, avere una frequenza decisamente ridotta rispetto agli altri fattori analizzati.

Le frane di colamento mostrano nei confronti dell'esposizione dei versanti il più basso grado di associazione calcolato dall'analisi bivariata (V di Cramer = 0,05).

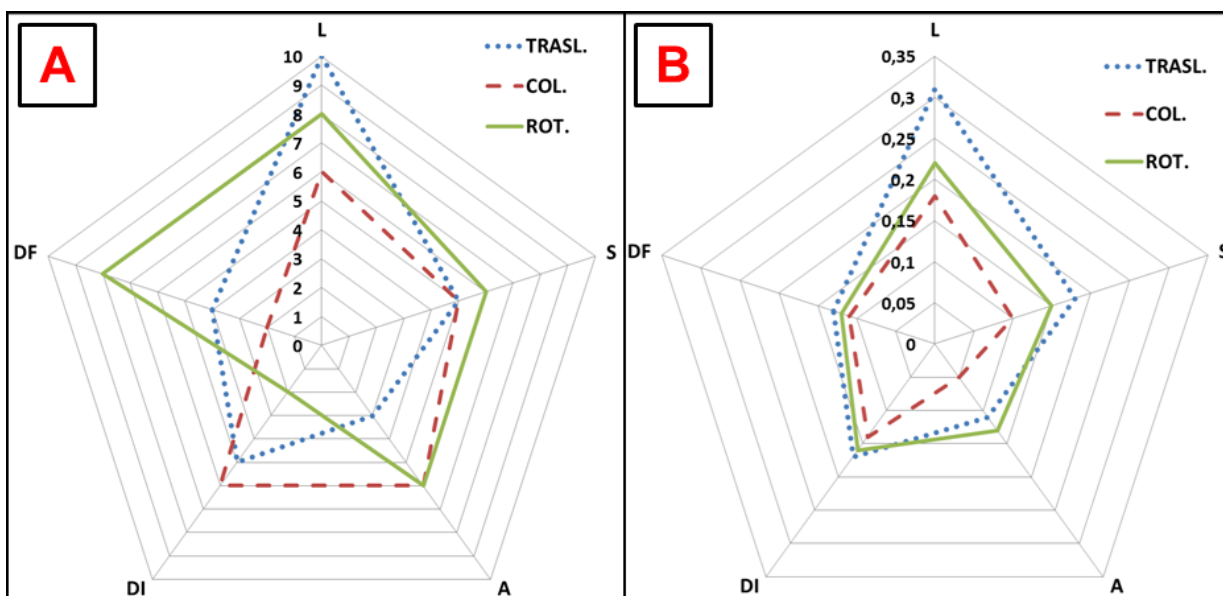


Figura 74 – Risultati delle analisi statistiche per il bacino della Milia. A). Conteggio dei fattori nei primi 10 modelli derivanti dall'analisi condizionale. B) Grado di associazione derivato dall'analisi bivariata per ogni tipologia di frana verso i fattori predisponenti.

La situazione si inverte se si considera il numero di occorrenze che questo fattore presenta nei primi 10 modelli estratti dall'analisi condizionale, dove l'esposizione dei versanti interviene con la stessa frequenza dei fattori litologia e distanza dai corsi d'acqua.

Per le frane di scorrimento traslativo i risultati ottenuti dall'analisi condizionale e da quella bivariata non presentano differenze particolari. Per entrambe, litologia ed acclività costituiscono i fattori principali nel condizionare la genesi delle frane.

Per il bacino del T. Roglio, invece, mentre l'analisi bivariata ha mostrato per le frane traslative un maggior grado di associazione nei confronti della litologia, quella condizionale evidenzia come fattore maggiormente ricorrente tra i migliori 10 modelli quello relativo alla distanza dai corsi d'acqua (fig. 75A). Sempre per questa tipologia di frane, appare chiara dall'analisi condizionale l'assoluta trascurabilità del fattore distanza dalle scarpate di degradazione, che nell'analisi bivariata presentava invece un grado di associazione non marginale.

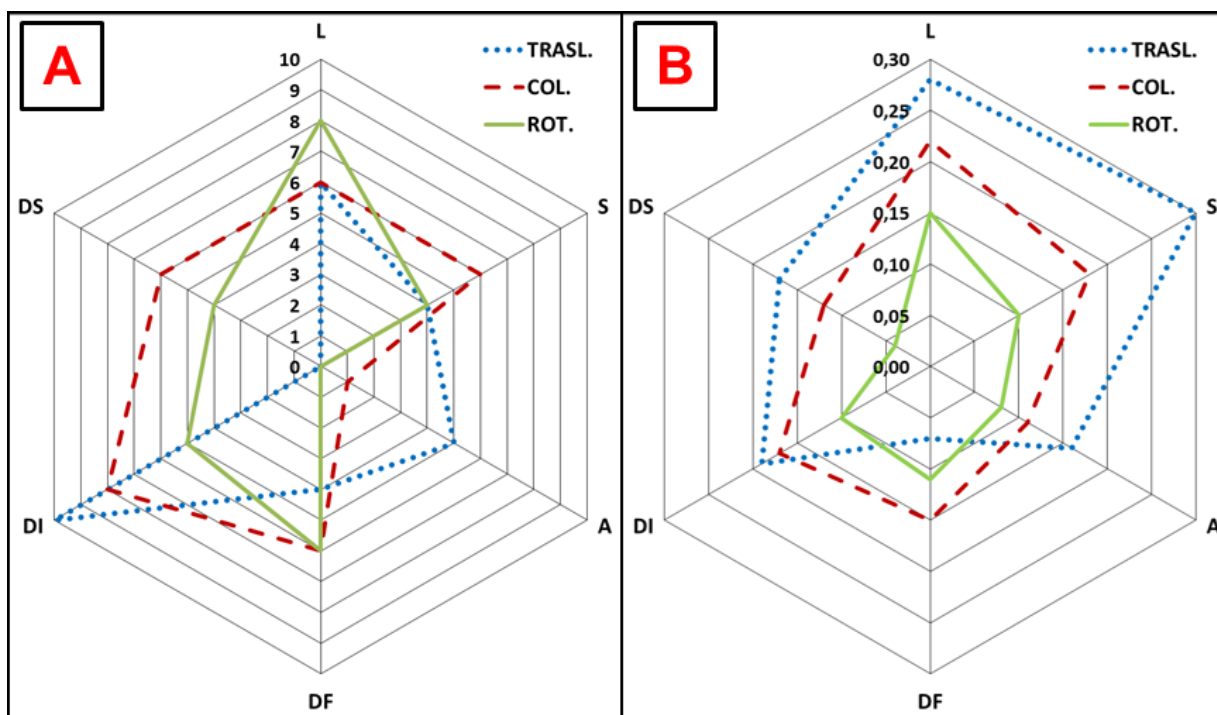


Figura 75 – Risultati delle analisi statistiche per il bacino del Roglio. A). Conteggio dei fattori nei primi 10 modelli derivanti dall’analisi condizionale. B) Grado di associazione derivato dall’analisi bivariata per ogni tipologia di frana verso i fattori predisponenti.

Per le frane di colamento la situazione muta grossomodo soltanto per quanto riguarda l’importanza dell’esposizione dei versanti, che nell’analisi condizionale perde di significatività come fattore predisponente. Ai fini del presente studio appare rilevante come, per questa tipologia di frana, l’analisi condizionale non mostri la ricorrenza prevalente di un gruppo ristretto di fattori, così come è stato osservato per gli scorrimenti rotazionali del bacino del T. Milia (fig. 74A).

Per le frane di scorrimento rotazionale del bacino del T. Roglio il raffronto tra l’analisi bivariata e quella condizionale porta a ridimensionare il contributo dell’esposizione dei versanti che, nel confronto diretto con la distribuzione delle frane, presenta un grado di associazione del tutto paragonabile a quello di fattori come l’acclività dei versanti, la distanza da faglie e sovrascorrimenti e la distanza dai corsi d’acqua.

Le differenze tra i risultati dell’analisi condizionale e quelli derivanti dall’analisi bivariata possono essere attribuite al fatto che quest’ultima, analizzando il grado di associazione di un singolo fattore con il fenomeno frana, non tiene conto dell’azione combinata dei differenti fattori predisponenti.

L'analisi condizionale, invece, analizza tutti le possibili combinazioni tra i fattori e può evidenziare il contributo di quelli che, pur essendo scarsamente significativi se considerati singolarmente, risultano significativi in combinazione con altri fattori.

In dettaglio, ritornando alla figura 74A, la distanza dai corsi d'acqua, che non assume per le frane di scorrimento rotazionale un'importanza rilevante nell'analisi condizionale, presenta in quella bivariata un significativo grado di associazione con l'evento frana perché, molto probabilmente, è in stretta relazione spaziale con gli altri fattori che condizionano lo sviluppo degli scorrimenti rotazionali.

Anche nel caso in cui da un'analisi bivariata risulti che la genesi delle frane non sia associata ad un determinato fattore, quest'ultimo può comunque aver avuto un'importanza rilevante.

La compartecipazione di più fattori nell'influenzare la genesi delle frane, non valutabile da un'analisi bivariata, può ad esempio spiegare l'aumento dell'importanza del fattore distanza dai corsi d'acqua che, nei confronti delle frane di scorrimento traslativo del bacino del Roglio, è stato osservato grazie all'analisi condizionale (fig. 75A).

Complessivamente l'analisi condizionale ha posto in risalto per il bacino della Milia la compartecipazione di un numero considerevole di fattori predisponenti la genesi dei fenomeni franosi. Solo per gli scorrimenti traslativi il conteggio dei primi 10 modelli ha evidenziato la prevalenza dei fattori litologia, acclività dei versanti e distanza dai corsi d'acqua, mentre per le altre tipologie di frana il numero di fattori ambientali che hanno agito, con simile intensità, nel condizionarne la distribuzione sale a 4. Per il bacino del Roglio, gli scorrimenti traslativi appaiono dipendenti prevalentemente solo dai fattori litologia e distanza dai corsi d'acqua, mentre i colamenti e gli scorrimenti rotazionali mostrano una dipendenza con 5 fattori ambientali.

6.4 ANALISI DELLA SIGNIFICATIVITÀ STATISTICA DEI MODELLI MIGLIORI.

Al fine evidenziare quanto la capacità predittiva dei modelli scelti rappresenti effettivamente la massima verosimiglianza tra i gruppi di frane di costruzione e di validazione, è stata eseguita un'analisi del χ^2 ridotto (X^2) per tutti i migliori modelli relativi ai due bacini studiati.

Poiché la validazione dei modelli predittivi deve essere eseguita mediante l'utilizzo di un gruppo di frane pertinente ad un periodo temporale successivo a quello a cui appartengono le frane usate per la loro costruzione (Chung & Fabbri, 1999, 2008; Zêzere et al., 2005; Chung, 2006; Guzzetti et al., 2006b; Irigaray et al., 2007; Akgün et al., 2008; van Westen et al., 2008; Blahut et al., 2010; von Ruetten et al., 2011), nella zonazione della suscettività di ogni singolo modello la probabilità condizionata, relativa all'occorrenza delle frane di validazione su ogni classe, deve essere necessariamente

considerata rappresentativa della suscettività attesa; ovvero, per ogni classe del modello, la percentuale delle frane di validazione deve essere considerata come valore aspettato.

Il χ^2 per un modello definisce la probabilità di trovare una verosimiglianza tra la probabilità osservata e quella attesa, di un determinato evento A, che sia maggiore rispetto a quello definito dal modello stesso (Pugh & Winslow, 1966; Kendall & Stuart, 1979; Taylor, 1993; Bucciante et al., 2003).

Nel caso in discussione, visto che tra i migliori modelli scelti per la rappresentazione della suscettività attesa nessuno presenta un valore di $VE = 0$, che corrisponderebbe ad un modello con la massima capacità predittiva, la definizione del χ^2 per ognuno di questi definisce la probabilità di trovare un adattamento migliore tra la suscettività osservata e quella attesa. La determinazione del χ^2 consente in definitiva di svolgere delle considerazioni su quale modello migliore si avvicina in modo significativo ($P[\chi^2 < \chi^2_{oss.}] \leq 0,05$) alla massima verosimiglianza.

Visto che tutti i modelli scelti sono stati creati con lo stesso numero di gradi di libertà (numero di classi di suscettività – 1), l'analisi del χ^2 può consentire, inoltre, di confrontare tra loro le capacità predittive di ognuno di questi modelli. Infatti, indipendentemente da come il territorio viene suddiviso e riclassificato in 5 classi di suscettività, il χ^2 definisce il grado di verosimiglianza tra la suscettività calcolata con le frane di costruzione dei modelli (osservata) e quella derivata dalle frane di validazione (attesa) e viene calcolato sempre sulla stessa curva di distribuzione della probabilità del χ^2 (funzione integrale di Pugh & Winslow, 1966), che è quella relativa a sistemi con 4 gradi di libertà.

Per ogni singolo modello, scelto come migliore, è stato quindi definito il relativo χ^2 mediante la seguente formula:

$$\chi^2 = \frac{1}{4} \sum_1^5 \frac{[(\% \text{ area OSP frane pre} - 75) - (\% \text{ area OSP frane post} - 75)]^2}{(\% \text{ area OSP frane post} - 75)}$$

La formula per il χ^2 è stata applicata sulle percentuali delle frane pre e post 75, relative alle classi di suscettività di ogni modello (tabella 10).

Tabella 30 - Esempio di applicazione del χ^2 ai dati relativi ai modelli. I valori riportati sono relativi al migliore modello creato per le frane di colamento del bacino del T. Roglio. Il valore χ^2 rappresenta per ogni singola classe la quantità $[(\% \text{ area OSP frane pre-75}) - (\% \text{ area OSP frane post-75})]^2 / (\% \text{ area OSP frane post-75})$.

Classi di suscettività	% area OSP frane pre-75	% area OSP frane post-75	Errore relativo	χ^2	χ^2
Bassa	3,3	5,8	-2,6	1,119	
Medio-bassa	9,4	10,1	-0,7	0,053	
Media	12,2	9,4	2,8	0,807	0,506
Medio-alta	12,3	11,6	0,7	0,046	
Elevata	62,8	63,0	-0,2	0,001	

I valori ottenuti sono stati confrontati con le tabelle di probabilità del χ^2 , relative a 4 gradi di libertà (Pugh & Winslow, 1966; Taylor, 1993; Buccianti et al., 2003), dalle quali sono state determinate le probabilità $P(\chi^2 < \chi^2_{\text{oss.}})$ (tabella 11).

Dall'analisi del χ^2 è possibile osservare come in realtà gli unici modelli che presentano una significativa verosimiglianza tra le suscettività predetta ed attesa sono quelli relativi alle frane di scorrimento traslativo, per entrambi i bacini. Gli altri modelli, che comunque costituiscono quelli con il massimo rapporto MD/VE per le frane di colamento e scorrimento rotazionale, non possono essere definiti come migliori con un grado di significatività statistica accettabile. Ovvero, per queste tipologie di frane, le probabilità di costruire modelli con un χ^2 migliore, cioè con un valore più basso, non è significativamente bassa. Questo significa che i migliori modelli elaborati per queste frane non possono essere definiti tali, con un livello di significatività statistico accettabile.

Tabella 11 – Probabilità di determinare modelli con un grado di verosimiglianza migliore tra i dataset di costruzione e validazione dei modelli.

ROGLIO	MODELLO	VE	$\chi^2_{\text{oss.}}$	$P(\chi^2 < \chi^2_{\text{oss.}})$
Traslative	ADIDF	6,3	0,175	< 0,05
Colamenti	LSDFDS	7,0	0,505	0,26
Rotazionali	SDIDF	10,1	0,575	0,30
MILIA	MODELLO	VE	$\chi^2_{\text{oss.}}$	$P(\chi^2 < \chi^2_{\text{oss.}})$
Traslative	LS	3,4	0,049	< 0,05
Colamenti	LDI	12,3	0,652	0,34
Rotazionali	SDF	19,5	1,525	0,80

CAPITOLO 7

Discussione dei risultati e conclusioni

Il Metodo dell'Analisi Condizionale applicato agli OSP mostra per i bacini dei torrenti Roglio e Milia una capacità predittiva accettabile solo per le frane di scorrimento traslativo, dove la combinazione dei fattori esposizione, distanza dagli impluvi e distanza dai lineamenti tettonici per il primo (ADIDF), litologia ed acclività dei versanti per il secondo (LS), costituiscono i migliori modelli con un buon livello di significatività statistica ed un VE rispettivamente di 6,3 e 3,4.

Per entrambi i bacini, infatti, i migliori modelli per le frane di scorrimento rotazionale e di colamento hanno una capacità predittiva nel complesso non accettabile in quanto o presentano errori di validazione troppo elevati o tendono a sottostimare classi a suscettività bassa. La ridotta capacità di questi modelli può essere dovuta a diverse cause.

La probabilità non significativamente bassa di definire un modello migliore per queste tipologie di frane può indicare che nell'analisi della suscettività siano stati trascurati alcuni fattori predisponenti. Soprattutto nel bacino del T. Milia, ad esempio, potrebbero avere avuto un ruolo i sistemi di fratture connessi con i piani assiali delle pieghe delle formazioni liguri, che non sono stati considerati nella costruzione dei modelli. Più in generale, l'assenza di uno studio di dettaglio di tutti i sistemi di frattura, di come questi si intersecano reciprocamente e di come si dispongono in relazione alla superficie dei versanti, potrebbe aver causato una riduzione sostanziale della capacità predittiva dei modelli creati.

Un altro fattore non considerato è la curvatura dei versanti (*plane, profile e tangential curvature*). L'introduzione della curvatura del versante nella costruzione dei modelli predittivi è entrata sempre più in uso negli ultimi anni (Dewitte et al., 2010; Van Den Eeckhaut et al., 2010; Ghosh et al., 2011; Sterlacchini et al., 2011; Von Ruette et al., 2011), anche se il ruolo giocato da questo fattore nel determinare la distribuzione dell'evento frana è spesso controverso. La curvatura del versante secondo molti può influire sulla genesi dei fenomeni franosi condizionando la dinamica della circolazione idrica superficiale e l'accumulo di spesse coltri eluvio-colluviali (Montgomery & Dietrich, 1994.). Questo porterebbe ad ipotizzare una sua importanza nella genesi delle frane laddove il versante assume una concavità tale da consentire la concentrazione del flusso idrico ed un incremento della pressione dell'acqua nei pori delle coltri o nelle fratture del substrato. Alcuni studi hanno invece dimostrato una predisposizione verso l'instabilità delle aree del versante che sono caratterizzate da una sostanziale convessità (Havenith et al. 2006a,b; Ghosh et al., 2011). Questo fattore ambientale, dal quale possono

essere estratti diversi tipi di livelli informativi (Mitášová & Hofierka, 1993; Ohlmacher, 2007), non è stato considerato nel presente studio in quanto ritenuto fortemente connesso con la litologia e soprattutto con l'acclività dei versanti; fattori, quest'ultimi, che sono considerati tra i maggiori predisponenti la genesi delle frane (Lee & Min, 2001; Van Den Eeckhaut et al., 2006, 2009; Yalcin & Bulut, 2007; Nefeslioglu et al., 2008; Yalcin et al., 2011; Sterlacchini et al., 2011). Una forte connessione tra la curvatura e l'acclività dei versanti è stata recentemente osservata da Regmi et al., (2010). L'introduzione nei modelli di molti fattori strettamente correlati produce una ridondanza dell'informazione relativa alla suscettività e lo sviluppo di una moltitudine di UCU di piccole dimensioni e di bassa significatività statistica.

La scarsa significatività statistica dei modelli prodotti per le colate e per gli scorrimenti rotazionali potrebbe anche essere imputabile all'utilizzo di carte dei fattori predisponenti con un contenuto incompleto. In particolare, la carta relativa alla litologia sarebbe risultata più completa e meglio definita introducendo anche le coltri eluvio-colluviali, che possono costituire fattore predisponente la genesi dei colamenti, o distinguendo i corpi dei fenomeni franosi in base alle relative caratteristiche geotecniche.

L'analisi strutturale dei sistemi di frattura, così come l'introduzione delle coltri eluvio-colluviali e la distinzione delle caratteristiche geotecniche dei vari corpi di frana, non sono stati effettuati sia per l'impossibilità di osservare un numero sufficientemente elevato di sezioni sufficientemente estese, sia per i costi elevati dei rilevamenti necessari. Nello studio della suscettività a livello di bacino, queste analisi non vengono generalmente svolte per l'alto rapporto costi/benefici (Soeters & van Westen 1996; van Westen et al., 2008).

La capacità predittiva dei modelli creati per i colamenti e gli scorrimenti rotazionali sembra comunque essere stata condizionata dalla presenza di un numero considerevole di fattori ambientali, che sono entrati in gioco nel predisporre lo sviluppo di queste frane. Infatti, per le frane di scorrimento rotazionale di entrambi i bacini e per quelle di colamento del bacino della Milia, l'analisi condizionale ha posto in evidenza l'occorrenza nei primi 10 modelli di un minimo di 4 fino ad un massimo di 5 fattori predisponenti.

La compartecipazione di molti fattori nel predisporre la distribuzione delle frane può influire sulla capacità predittiva del metodo applicato in questo studio tramite la creazione di numerose UCU, che rende meno efficiente la scelta degli OSP come rappresentazione del fenomeno frana. Infatti, le UCU individuate dagli OSP sono tanto meno rappresentative delle condizioni presenti in corrispondenza della superficie di rottura, prima dello sviluppo della frana, quanto più le UCU sono numerose e di piccole dimensioni. A dimostrazione di ciò è possibile osservare dalla figura 76, relativa ai migliori 10

modelli di entrambi i bacini, come per ogni tipologia di frana il VE tenda generalmente ad aumentare in rapporto al valore MD, che costituisce appunto una misura del numero di UCU introdotte nei modelli.

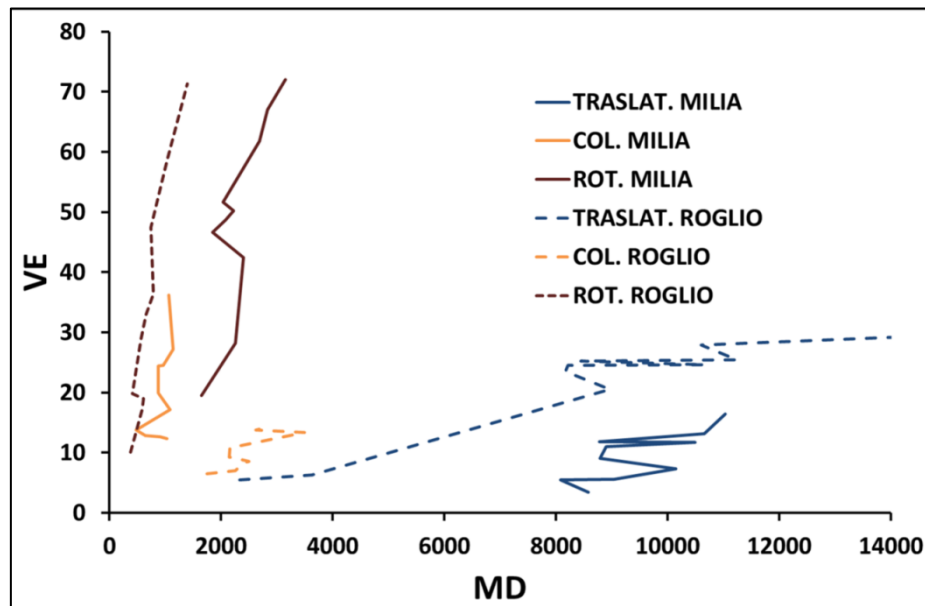


Figura 76 – Andamenti degli errori di validazione (VE) in rapporto al valore MD, per ogni tipologia di frana dei bacini studiati.

L'influenza di un numero considerevole di fattori predisponenti sulla capacità predittiva dei modelli è inoltre tanto maggiore quanto maggiori sono le dimensioni delle frane utilizzate nella loro costruzione. Infatti, a parità del numero di fattori, maggiori sono le dimensioni della superficie di rottura di una frana e minori sono le probabilità che le UCU individuate dal relativo OSP siano rappresentative di quelle che caratterizzavano i settori del versante nell'area dove la frana si è originata. Questo perché, a parità del numero di ucu con cui è stato scomposto il territorio, aumentando le dimensioni dei fenomeni franosi inseriti nei modelli, può aumentare il numero di ucu che sono limitrofe alla superficie di rottura (e quindi quelle che possono essere considerate preesistenti la genesi della frana) e la differenza tra queste e le ucu che sono a monte della scarpata.

Complessivamente, quindi, la capacità predittiva dei modelli è influenzata sia dal numero di fattori ambientali che hanno condizionato lo sviluppo del fenomeno frana, sia dalle dimensioni delle frane che sono state usate per la loro costruzione. Questo è osservabile anche dalla figura 77 dove sono riportati per ogni bacino gli andamenti dell'errore di validazione dei primi 10 modelli, ordinati da sinistra a destra.

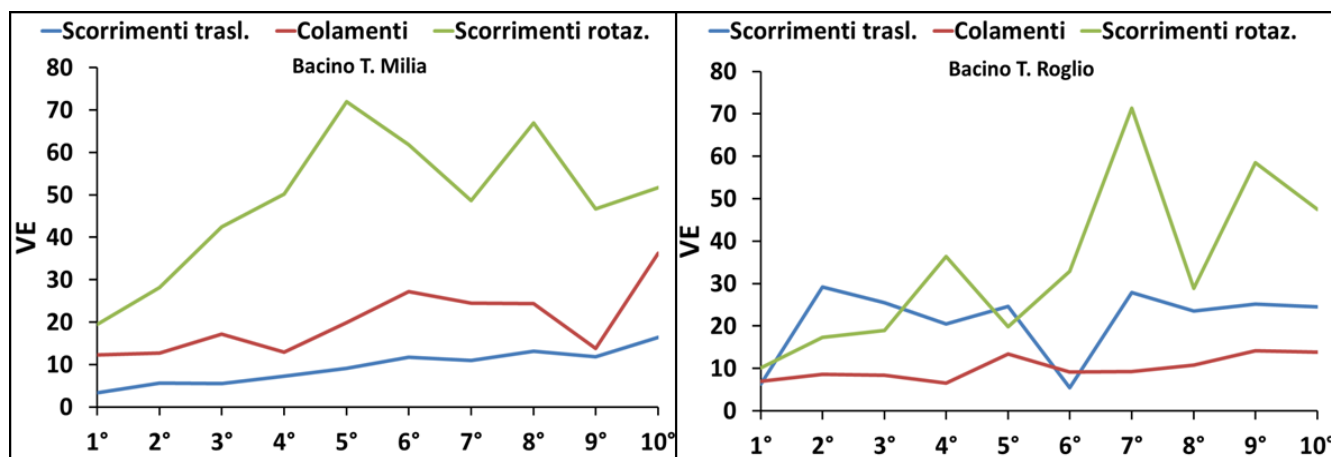


Figura 77 – Andamenti degli errori di validazione tra il 1° ed il 10° modello per le frane di scorrimento traslativo, colamento e scorrimento rotazionale dei bacini Milia e Roglio.

Nel bacino del T. Milia gli scorrimenti traslativi hanno dimensioni medie più piccole rispetto alle altre tipologie di frana (tabella 12), inoltre sono state influenzate quasi esclusivamente dai fattori litologia e acclività dei versanti; fattori che compaiono in tutti i primi 10 modelli. L'introduzione di ulteriori fattori in associazione con quelli più predisponenti comporta una variazione dell'errore di validazione più contenuta rispetto alle tipologie di frane che presentano dimensioni maggiori dei relativi OSP.

Le frane di scorrimento rotazionale mostrano una dimensione media decisamente elevata ed una associazione con almeno 4 fattori ambientali (DF, A, S, L.). L'introduzione del fattore litologia, che è caratterizzato da 11 classi, in contemporanea con i fattori esposizione e acclività dei versanti, che sono suddivisi in 8 e 6 classi, comporta un incremento dell'errore di validazione che si esplica con intensità maggiore rispetto ad esempio a quello osservato per le frane di colamento, che hanno dimensioni degli OSP più vicine a quelle degli scorrimenti traslativi e che, come le frane rotazionali, risentono della dipendenza di 4 fattori predisponenti (DI, A, S, L.).

Per il bacino del T. Roglio si osservano situazioni simili tra gli scorrimenti rotazionali e le altre tipologie di frana. La differenza sostanziale rispetto a quanto osservato per il bacino della Milia riguarda gli andamenti tra le frane di colamento e quelle traslative. Per questi tipi di frane, che hanno dimensioni medie tra loro più simili rispetto a quanto visto per il bacino del T. Milia (tabella 12), il motivo della variabilità dell'errore di validazione appare essere costituito dal numero di fattori che sono entrati in gioco con maggior intensità nel predisporre la loro genesi. Le frane di scorrimento traslativo mostrano una correlazione spaziale con i fattori litologia, esposizione dei versanti, acclività dei versanti, distanza dai lineamenti tettonici e distanza dai corsi d'acqua (L, A, S, DF, DI), anche se quest'ultima sembra aver avuto un impatto maggiore nel predisporre l'occorrenza del fenomeno

franso. L'introduzione nei modelli dei fattori meno predisponenti come la litologia (11 classi) e l'acclività dei versanti (6 classi) comporta un incremento dell'errore di validazione maggiore rispetto a quello osservato per le frane di colamento che risentono anch'esse della dipendenza di 5 fattori predisponenti (L, S, DI, DF, DS) ma con gradi di associazione simili. In definitiva, il modello migliore per le frane di scorrimento traslativo si riscontra per la combinazione (ADIDF) che comprende il fattore principale e quelli più frequenti che, però, implicano la genesi di un numero contenuto di UCU (MD basso), rispetto a quella ottenuta con l'introduzione dei fattori litologia ed acclività.

Tabella 12 – Lunghezze medie e deviazioni standard degli OSP usati nella costruzione dei modelli di suscettività per i bacini dei torrenti Milia e Roglio.

	Bacino T. Milia		Bacino T. Roglio	
	Media (m)	σ (m)	Media (m)	σ (m)
Scorrimenti traslativi	152,4	69,8	100,7	46,0
Colamenti	182,9	69,5	112,8	52,7
Scorrimenti rotazionali	243,8	107,0	198,3	125,4

L'introduzione di fattori predisponenti come la litologia, che è caratterizzata da un numero alto di classi, o come l'acclività dei versanti che, tra quelli più ricorrenti, sembra aver avuto un ruolo minore nel condizionare la genesi delle frane, comporta un incremento sensibile del numero di UCU con un aumento dell'errore di validazione. Per i colamenti, caratterizzati da una compartecipazione quasi paritaria di più fattori, il modello con il più basso errore di validazione si ha per un numero elevato di fattori (LSDFDS) dove compaiono anche quelli relativi alla litologia e all'acclività dei versanti. La combinazione nei modelli successivi dei vari fattori predisponenti non comporta quindi un sostanziale aumento del numero di UCU rispetto al primo modello. La contenuta variazione del VE per questa tipologia di frana è invece significativa di una compartecipazione di più fattori predisponenti in cui le differenze tra l'importanza assunta singolarmente da ognuno di questi sono minori rispetto a quanto osservato per gli scorrimenti traslativi.

In definitiva, a parità di dimensioni delle frane usate per la costruzione dei modelli, l'inadeguatezza dell'utilizzo degli OSP, come rappresentazione delle superfici di rottura, appare tanto maggiore quanto più i versanti sono suddivisi in un numero elevato di piccole UCU; ovvero, a parità di classi, quanto maggiore è il numero di quei fattori che sono stati predisponenti la genesi dei fenomeni franosi.

La forte connessione della capacità predittiva dei modelli con le dimensioni medie dei fenomeni franosi è posta in evidenza, con un buon grado di significatività statistica, per le frane di scorrimento rotazionale e quelle traslative del bacino del Roglio (figura 78). La differenza tra le dimensioni medie degli OSP di questi tipi di frane è la massima tra quelle osservate per tutte le tipologie di frana di entrambi i bacini. Dalla figura 78 è possibile constatare come nelle frane di scorrimento rotazionale l'errore di validazione dei primi 10 modelli risenta fortemente delle variazioni dell'indice MD, ovvero dell'inserimento nei modelli di un numero maggiore di UCU, mentre in quelle di scorrimento traslativo un consistente incremento dell'MD comporta diminuzioni più contenute della capacità predittiva.

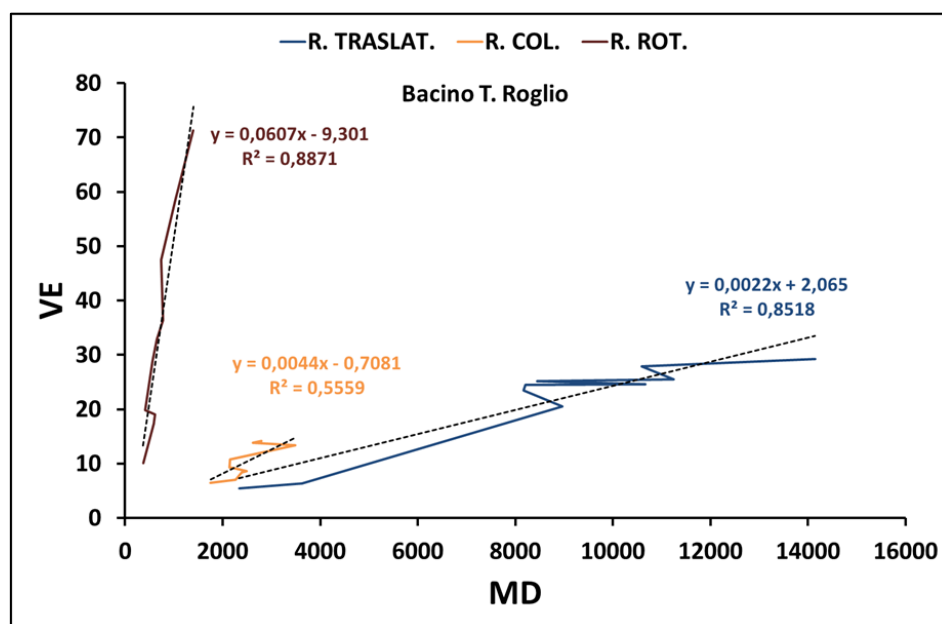


Figura 78 – Dipendenza diretta dell'errore di validazione dei modelli elaborati per le frane di scorrimento del bacino del Roglio e relativa variazione in rapporto alle dimensioni medie dei fenomeni franosi.

Occorre porre in evidenza come la capacità predittiva dei modelli costruiti per le frane di colamento del bacino della Milia e per quelle di scorrimento rotazionali del bacino del Roglio potrebbe essere stata condizionata anche da una scarsa estensione complessiva dei fenomeni rilevati (tabella 13). Questa condizione comunque non sembra aver influito in modo determinante sui risultati dell'analisi visto che per entrambe le tipologie di frana si osservano modelli con capacità predittiva migliore rispetto a quello elaborato per gli scorrimenti rotazionali del bacino della Milia, che presentano estensioni complessive degli OSP decisamente maggiori. Anche per le frane di scorrimento traslativo dei due bacini si risconta

una maggior capacità predittiva per il modello creato per il bacino della Milia rispetto a quello del Roglio, dove l'occorrenza spaziale del fenomeno è superiore.

Tabella 13 – Area complessiva degli OSP (in m²) usati nella costruzione e nella validazione dei modelli per ogni tipologia di frana.

	Bacino T. Milia		Bacino T. Roglio	
	Pre-75	Post-75	Pre-75	Post-75
	Area	Area	Area	Area
	2.426.118	161.764	3.409.178	235.940
	246.826	52.140	991.740	112.676
	675.200	68.134	141.648	19.774
Scorrimenti Traslativi				
Colamenti				
Scorrimenti Rotazionali				

Oltre a quanto finora detto, esiste la possibilità che la capacità predittiva dei modelli creati per i bacini dei torrenti Roglio e Milia sia stata influenzata dall'introduzione, nei gruppi di costruzione, di frane antiche e rappresentative di condizioni climatiche e tettoniche differenti da quelle attuali oppure di eventi comunque parossistici che, caratterizzati da tempi di ritorno lunghi, non si sono verificati negli ultimi 35 anni. In altri termini, non può essere esclusa a priori la possibilità che nel passato siano occorsi eventi scatenanti che non si sono ripetuti nel periodo più recente. Tutto ciò si traduce nella possibilità che la distribuzione delle frane post-75 possa non essere totalmente rappresentativa di quella usata per la costruzione dei modelli. Questa possibilità però non sembra essersi verificata almeno per le frane di scorrimento traslativo dei due bacini. Infatti, i modelli relativi a questa tipologia di frana presentano un grado di verosimiglianza, tra le distribuzioni delle frane di costruzione e di validazione, statisticamente significativo. Inoltre, visto che nel primo bacino affiorano in prevalenza litologie maggiormente soggette ai processi di degradazione rispetto a quelle che caratterizzano il bacino della Milia, la possibilità di introdurre fenomeni franosi antichi nel gruppo di costruzione dei modelli sembrerebbe maggiore per quest'ultimo bacino rispetto a quello del Roglio. Tuttavia, la capacità predittiva del miglior modello costruito per il bacino del Roglio è ridotta rispetto a quella osservata per il miglior modello del bacino della Milia.

La differenza tra gli errori di validazione presentati dai migliori modelli, per le frane di scorrimento traslativo, deve essere attribuita proprio al differente grado di degradabilità dei litotipi che affiorano in prevalenza nei due bacini esaminati. L'abbassamento della capacità predittiva tra i migliori modelli elaborati per i due bacini può, infatti, rivelare una non trascurabile sensibilità del metodo in esame nei

confronti dei processi di degradazione che nel tempo coinvolgono le scarpate delle frane, causandone un'evoluzione regressiva ed un loro arretramento verso monte. L'arretramento degli OSP implica, nel processo di *buffering*, una definizione delle condizioni al contorno diverse da quelle presenti prima dello sviluppo della frana. Tanto più quindi l'effetto di arretramento si è esplicato e tanto minore sarà la capacità predittiva del Metodo dell'Analisi Condizionale applicato agli OSP. In un settore come quello del bacino del Roglio, dove affiorano prevalentemente terreni sabbiosi ed argillosi fortemente soggetti all'azione di degradazione operata dagli agenti meteorici (Rapetti et al., 2006; Battaglia et al., 2011), è plausibile che l'applicazione del Metodo dell'Analisi Condizionale agli OSP, come rappresentazione delle superfici di rottura delle frane, possa dare risultati meno attendibili.

Nel complesso, quindi, la capacità predittiva dei modelli derivanti dall'analisi condizionale applicata agli OSP sembra risentire negativamente della presenza di frane di grandi dimensioni, dell'introduzione nel gruppo di costruzione di frane antiche, di litologie facilmente degradabili ed infine della compartecipazione paritaria, nel predisporre lo sviluppo dei fenomeni franosi, di molti fattori ambientali.

La scelta degli OSP come rappresentazione del fenomeno frana appare in definitiva adottabile con risultati migliori in aree dove affiorano litologie più resistenti alla degradazione e per frane di dimensioni contenute in rapporto al numero di fattori ambientali che ne hanno condizionato la genesi. In terreni come quelli affioranti nel bacino del T. Roglio sarebbe consigliabile l'utilizzo di un gruppo di costruzione dei modelli composto da frane più recenti in relazione all'intensità locale dei processi di degradazione, anche se l'uso di frane recenti non permette di valutare l'eventuale influenza di fenomeni parossistici caratterizzati da lunghi periodi di ritorno.

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E., Bortolotti V., Principi G., 1980. Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. In "G. Rocci (Ed): Ofioliti, Special Issue on Tethyan ophiolites" vol. I: 59-96.
- Akgün A., Dag S., Bulut F., 2008. Landslide susceptibility mapping for a landslide-prone area (Findikli, NE of Turkey) by likelihood-frequency ratio and weighted linear combination models. *Environ Geol* 54(6): 1127–1143.
- Agliardi F., Crosta G., Zanchi A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59: 83–102.
- Agliardi F., Crosta G., Zanchi A., Ravazzi C., 2009. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* 103: 113–129.
- Aleotti P., Chowdhury R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 58(1): 21–44.
- Amadesi E., Vianello G., Bonfatti G., Pignone R., Preti D., 1977. Guida alla realizzazione di una carta di instabilità dei versanti. Regione Emilia Romagna. Ed. Pitagora, Bologna 72.
- Amadesi E., Vianello G., 1978. Nuova guida alla realizzazione di una carta di stabilità dei versanti. *Mem. Soc. Geol. It.* 19: 53–60.
- Ambrosi C., Crosta G.B., 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Geomorphology* 83: 183–200.
- Apuani T., Masetti M., Rossi M., 2007. Stress–strain–time numerical modelling of a deep-seated gravitational slope deformation: Preliminary results. *Quaternary International* 172: 80–89.
- Atkinsons P.M., Massari R., 1998. Generalised linear modeling of susceptibility to landsliding in the central Apennines, Italy. *Computers and Geosciences* 24(4): 373–385.
- Audemard F. A., Beck C., Carrillo E., 2010. Deep-seated gravitational slope deformations along the active Boconó Fault in the central portion of the Mérida Andes, western Venezuela. *Geomorphology* 124: 164–177.
- AVI – Progetto Aree Vulnerate Italiane, 1998. <http://avi.gndci.pg.cnr.it>
- Ayalew L., Yamagishi H., 2005. The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology* 65: 15–31.
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A., 2004. Influence of weathering and preexisting large scale fractures on gravitational slope failure: insights from 3-D physical modelling. *NHESS* 4: 711–717.
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A., 2006. Influence of large scale topography on gravitational rock mass movements: new insights from physical modelling. *Geophysical Research* 33: 1–4.
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A., 2009. Analysis of massif fracturing during Deep-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling. *Geomorphology* 103: 130–135.
- Baldi P., Bertini G., Camelli G.M., Decandia F.A., Dini I., Lazzarotto A., Liotta D., 1994. La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (toscana Meridionale). *Studi Geologici Camerati. Vol. spec. 1*: 139-150.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni C.G., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D., Francavilla F., 1983. Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative. *Boll. Soc. Geol. It.* 101: 523-549.
- Battaglia S., Leoni L., Rapetti F., Spagnolo M., 2011. Dynamic evolution of badlands in the Roglio basin (Tuscany, Italy). *Catena* 86: 14-23.

- Baum R.L., Savage W.Z., Godt J.W., 2002. TRIGRS a fortran program for transient rain-fall infiltration and grid-based regional slope stability analysis. <http://pubs.usgs.gov>.
- Bednarik M., Magulová B., Matys M., Marschalko M., 2010. Landslide susceptibility assessment of the Kral'ovany–Liptovsky' Mikuláš railway case study. *Physics and Chemistry of the Earth* 35: 162–171.
- Bertini G., Cameli G.M., Costantini A., Decandia F.A., di Filippo M., Dini I., Elter F.M., Lazzarotto A., Liotta D., Pandelli F., Toro B., 1991. Struttura geologica fra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche. *Studi Geologici Camerati. Vol. spec.* 155-178.
- Billi P., (1988) – Morfologie Fluviali. *Giorn. di Geol.*, 50: 27 – 38.
- Binaghi E., Luzi L., Madella P., Pergalani F., Rampini A., 1998. Slope instability zonation: a comparison between certainty factor and fuzzy Dempster-Shafer approaches. *Nat. Hazards* 17(1): 77–97.
- Bisci C., Dramis F., Sorriso-Valvo M., 1996. Rock flow (sackung). In: “Dikau R., Brunsden D., Schrott L., Ibsen M.L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Courses*”. International Association of Geomorphologists. John Wiley & Sons, Chichester. 5: 150–160.
- Blahut J., van Westen C.J., Sterlacchini S., 2010. Analysis of landslide inventories for accurate prediction of debris-flow source areas. *Geomorphology* 119: 36–51.
- Boccaletti M., Sani F., 1998. Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines. *Tectonics*. 17(1): 112-130.
- Bogli A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. *Z. Geomorphology* 2: 4 – 21.
- Bonham-Carter G.F., 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists: Modeling with GIS*. Pergamon, Ottawa, 398 pp.
- Bosi C., Dramis F., Gentili B., 1985. Carte geomorfologiche di dettaglio ad indirizzo applicativo e carte di stabilità a base geomorfologica. *Geologia Applicata ed Idrogeologia*, Bari, 202: 53–62.
- Bossio A., Cerri R., Costantini A., Gandin A., Lazzarotto A., Magi M., Mazzanti R., Mazzei R., Sagri M., Salvatorini G., Sandrelli F., 1992°. I Bacini distensivi neogenici e quaternari della Toscana. 76° Riunione Estiva SGI: Guide alle escursioni post-congresso:199-277.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1992b. Il pliocene dell'area di Pomarance (Pisa). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A*, 98: 1-98.
- Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1993. Rassegna sulle conoscenze sulla stratigrafia del Neoautoctono toscano. *Mem. Soc. Geol. It.* 49: 17-98.
- Bossio A., Cerri R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1994a. The neoautochthonous succession of the Spicchiaiola-Pignano area, East of Volterra (Southern Tuscany, Italy). *Mem. Soc. Geol. It.* 48: 425-430.
- Bossio A., Costantini A., Mazzei R., Salvatorini G., Terzuoli A., 1994b. Il Neogene dell'area della Marsigliana (Grosseto). *Studi Geologici Camerati. Vol. Spec.* 1:46-56.
- Bossio A., Costantini A., Foresi L.M., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1996. Studi preliminari sul sollevamento della Toscana Meridionale dopo il Pliocene medio. *Studi Geologici Camerati. Vol. Spec.* 1: 87-91.
- Bossio A., Foresi L.M., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1995. Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica lungo la trasversale ai bacini di Volterra e della Val d'Elsa. *Studi Geologici Camerati. Vol. Spec.* 1: 93-104.
- Bossio A., Cerri R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1996b. Geologia dell'area Spicchiaiola-Pignano (settore orientale del bacino di Volterra). *Boll. Soc. Geol. It.* 115: 393-422.

- Bossio A., Foresi L.M., Mazzei R., Pascucci V., Salvatorini G., Sandrelli F., 1997. Allostratigraphy and seismic stratigraphy of the Miocene sediments of the Spicchiaiola-Pomarance area, Southern side of Volterra Basin (Tuscany, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 103: 357-368.
- Boukharov G.N., Chanda M.W., 1995. The three processes of brittle crystalline rock creep. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science* 32: 325-335.
- Bovis M.J., Evans S.G., 1996. Extensive deformation of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 44: 163-182.
- Brabb E., 1984. Innovative approaches to landslide hazard mapping. In: *Proceedings of IV International symposium landslides*, Toronto, pp 307-324.
- Brandi G.P., Dallan L., Lazzarotto A., Mazzanti R., Squarci P., Taffi L., Trevisan L., 1968. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 119 Massa Marittima. *Serv. Geol. d'It. Roma*. 70 pp.
- Brenning A., 2005. Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 5:853-862
- Brideau M.A., Stead D., Kinakin D., Fecova K., 2005. Influence of tectonic structures on the Hope Slide, British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 80: 242-259.
- Buccianti A., Rosso F., Vlacchi F., 2003. *Metodi matematici e statistici nelle scienze della terra. Vol., 3. Tecniche statistiche*. Liguori (Eds.). 538 pp.
- Bull W.B., 1990. Stream – Terraces genesis: implications for soil development. *Geomorphology* 3: 351 – 367.
- Can T., Nefeslioglu H.A., Gokceoglu C., Sonmez H., Duman TY., 2005. Susceptibility assessments of shallow earthflows triggered by heavy rainfall at three catchments by logistic regression analyses. *Geomorphology* 72: 250- 271.
- Cannuti P., Focardi P., Nardi R., Puccinelli A., 2000. *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Toscana*. C.N.R. Regione Toscana. 208 pp.
- Cannuti P., Fanti R., 2005. Elementi per la determinazione del rischio da frana. In: Ferrucci E.M., Zani o., (Eds.), *Secondo Forum Nazionale. Rischio di frana ed assetto idrogeologico nei territori collinari e montani. Questioni, metodi, esperienze a confronto*. Maggioli Editore, Rimini, 37-48.
- Capitani M., 2010. Deformazione Gravitativa Profonda ed instabilità in Liguria: il caso di Lazzeruole (Valle Lavagna). *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. Seria A*. 115: 27-38.
- Cardinali M., Reichenbach P., Guzzetti F., Antonini G., Cacciano M., Castellani M., Salvati P., 2002. A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, Central Italy. *NHESS* 2: 57-72.
- Caredio F., Castaldini D., Puccinelli A., 1996. Gravitational slope deformation near the Abetone pass (Tuscan-Emilian Apennines). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19: 287-296.
- Carmignani L., Kligfield R., 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex. *Tectonics*. 9: 1275-1303.
- Carmignani L., Decandia F.A., Fantozzi P., Lazzarotto A., Liotta D., Meccheri M., 1994. Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). *Tectonophysics* 238: 295-315.
- Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P., Lazzarotto A., Liotta D., Oggiano D., 1995. Relationships between the Sardinian-Corsica-Provencal Domain and the Northern Apennines. *Terranova*, 7(2): 128-137.
- Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P., Lazzarotto A., Liotta D., Oggiano D., 1996. Relazioni tra il Bacino Balearico, il Tirreno settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino Settentrionale. *Studi Geologici Camerati*, vol. spec. 1: 255-268.

- Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P., Kligfield R., Lazzarotto A., Liotta D., Meccheri M., 2002. Inner Northern Apennines. In: Anatomy of an Orogen, Vai G B, and Martini I P, (Eds), Kluwer Academic Publishers, 197-214.
- Carrara A., 1983. Multivariate Models for Landslide Hazard Evaluation. *Mathematical Geology* vol. 15, No. 3, 403-426.
- Carrara A., 1988. Drainage and divide networks derived from high-fidelity digital terrain models. In: Chung, C.F. Ed., *Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources*. Rei-del, Dordrecht, pp. 581–597, NATO-ASI Series..
- Carrara A., Cardinali M., Detti R., Guzzetti F., Pasqui V., Reichenbach P., 1991. GIS Techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landform* 16: 427–445.
- Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F., 1992. Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC J* 2:172–183.
- Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F., Reichenbach P., 1995. GIS technology in mapping landslide hazard. In: Carrara A, Guzzetti F, (Eds). *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp. 135–175.
- Carrara A., Crosta G.B., Frattini P., 2008. Comparing models of debris—flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology* 94, 353–378.
- Castiglioni G.B., 1986. *Geomorfologia*. Ed. UTET, Torino, 436 pp
- Cevik E., Topal T., 2003. GIS-based landslide susceptibility mapping for a problematic segment of the natural gas pipeline, Hendek (Turkey). *Environ. Geol.* 44: 949–962.
- Chacon J., Irigaray C., Fernandez T., El Hamdouni R., 2006. Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 65(4): 341–411.
- Chung C.F., 2006. Using likelihood ratio functions for modeling the conditional probability of occurrence of future landslides for risk assessment. *Computers and Geosciences* 32, 1052–1068.
- Chung C.F., Fabbri A., 1993. The representation of geoscience information for data integration. *Nonrenew Resour* 2(2): 122–139.
- Chung C.F., Fabbri A.G., Van Westen C.J., 1995. Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. In: Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds.), *Geographic Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 107–133.
- Chung C.F., Fabbri A.G., 1999. Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping. *Photogramm Eng Remote Sensing* 65(12): 1389–1399
- Chung C.F., Fabbri A.G., 2003. Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. *Nat. Hazards* 30 (3): 451–472.
- Chung C.F., Fabbri A.G., 2005. Systematic procedures of landslide hazard mapping for risk assessment using spatial prediction models. In: Glade T, Anderson M, Crozier M J, (Eds.), *Landslide Hazard and Risk*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 139–174.
- Chung C.F., Fabbri A.G., 2008. Predicting landslides for risk analysis—spatial models tested by a cross-validation procedure. *Geomorphology* 94: 438–452.
- Clerici A., 2002. A GRASS GIS based shell script for landslide susceptibility zonation. In: Ciolli M, Zatelli P, (Eds) *Open source free software GIS-GRASS users conference*, Trento, Italy. http://www.ing.unitn.it/*grass/conferences/GRASS2002/proceedings/proceedings/pdfs/Clerici_Aldo.pdf
- Clerici A., Perego S., Tellini C., Vescovi P., 2002. A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. *Geomorphology* 48: 349–364.

- Clerici A., Perego S., Tellini C., Vescovi P., 2006. A GIS-based automated procedure for landslide susceptibility mapping by the conditional analysis method: the Baganza valley case study (Italian Northern Apennines). *Environ. Geol.* 50(7): 941–961.
- Clerici A., Perego S., Tellini C., Vescovi P., 2010. Landslide failure and runout susceptibility in the upper T. Ceno valley (Northern Apennines, Italy). *Nat. Hazards* 52: 1-29.
- Conoscenti C., Di Maggio C., Rotigliano E., 2008. GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology* 94: 325–339.
- Conti P., Costantini A., Decandia F.A., Di Pisa A., Elter F.M., Gattiglio M., Lazzarotto A., Meccheri M., Pandelli E., Rau A., Sandrelli F., Tongiorgi M., 1991. Structural frame of the tuscan Paleozoic: a review. *Boll. Soc. Geol. It.* 110: 523-541.
- Cornamusini G., Lazzarotto A., Merlini S., Pascucci V., 2002. Eocene-Miocene evolution of the North Tyrrhenian Sea. *Boll. Soc. Geol. It. Vol. Spec. n. 1*, 769-787.
- Costantini A., Gandin A., Mattias P.P., Sandrelli F., Turi B., 1981. Un ipotesi per l'interpretazione paleogeografica della Formazione di Tocchi. *Mem. Soc. Geol. It.* 21: 203-216.
- Costantini A., Decandia F.A., Lazzarotto A., Sandrelli F., 1988. L'Unità di Monticiano-Roccastrada fra la Montagnola Senese ed il Monte Leoni (Toscana Meridionale). *Atti Tic. di Sc. della Terra*. 31: 328-420.
- Costantini A., Lazzarotto A., Maccantelli M., Sandrelli F., 1991. Ligurian units in the Monti della Gherardesca area (Southern Tuscany). *Boll. Soc. Geol. It.* 110: 849-855.
- Costantini A., Lazzarotto A., Maccantelli M., Mazzanti R., Sandrelli F., Tavarnelli E., 1995. Geologia della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina. In: *La Scienza della Terra nell'area della provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina. Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno*. 13(2): 1-164.
- Costantini A., Elter F.M., Pandelli E., Sandrelli F., 1998. Geologia dell'area di Iano (Toscana, Italia). *Boll. Soc. Geol. It.* 117: 187-218.
- Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., (2000). Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 306 – Massa Marittima. Servizio Geologico d'Italia.
- Costantini A., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., (2002). Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 285 – Volterra. Servizio Geologico d'Italia.
- Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., (in stampa). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 306 – Massa Marittima. Servizio Geologico d'Italia. 174 pp.
- Costantini A., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., (in stampa). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 285 – Volterra. Servizio Geologico d'Italia. 154 pp.
- Crosta G., 1996. Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19: 297–313.
- Crosta G., Zanchi A., 2000. Deep seated slope deformations. Huge, extraordinary, enigmatic phenomena. In “Bromhead, E., Dixon, N., Ibsen, M. (Eds.), *Landslides in Research, Theory and Practice, Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, June 2000*”. Thomas Telford, London, pp. 351–358.
- Crosta G.B., Agliardi F., 2002. How to obtain alert velocity thresholds for large rock slides. *Physics and Chemistry on the Earth* 27: 1557–1565.
- Crozier, M.J., Glade, T., 2005. Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach. In: Glade, T., Anderson, M.G., Crozier, M.J. (Eds.), *Landslide Risk Assessment*. In: John Wiley, Chichester, pp. 1–40.

- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1993. Landslides investigation and mitigation. Landslide types and processes. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 1-77 (Chap. 3).
- Cruden D.M., Varnes D.J., 1996. Landslide types and processes. In: Turner AK, Schuster RL (Eds) Landslides investigation and mitigation, Special Report 247, Transportation Research Board, National Research Council, Washington, pp. 36–75.
- Dai F.C., Lee C.F., Li J., Xu Z.W., 2001. Assessment of landslide susceptibility on the natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. *Environ. Geol.* 43 (3): 381–391.
- Dai F.C., Lee C.F., Nhai Y.Y., 2002. Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology* 64: 65–87.
- Dai F.C., Lee C.F., 2002. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* 42:213–228.
- Dainelli N., Bonecchi F., Spagnolo M., Canessa A., 2008. Cartografia numerica. Manuale pratico per l'utilizzo del GIS. Dario Flaccovio Editore. 368 pp.
- Dallmeyer D., Decandia F.A., Elter M., Lazzarotto A., Liotta D., 1996. Il sollevamento della crosta nel quadro della tettonica distensiva post-collisionale nell'Appennino settentrionale: nuovi dati dall'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale). *Studi Geologici Camerati* 1: 337-347.
- D'Amato Avanzi G., Puccinelli A., 1989. La valle villafranchiana della Turrite di Galliciano (Val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche. *Suppl. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 1: 147-154.
- D'Amato Avanzi G., Marchetti D., Pochini A., Puccinelli A., 2003. Stability conditions of a rock slope using an integrated geological, geomorphological and lithotechnical approach: the example of Bolognana (Lucca – Italy), *Proc. 1st Congr. Ital. Assoc. of Engineering and Environmental Geology*, Chieti, 277-291.
- Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D., 1993. La “serie ridotta” nel quadro dell'evoluzione della Toscana meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.* 49: 181-191.
- Dey K.D., Ghosh K.S., Mallick K.B., 2000. Generalized Linear Model; a Bayesian Perspective. Marcel Dekker, New York. 423 pp.
- Delgado J., Vicente F., García-Tortosa F., Alfaro P., Estévez A., Lopez-Sanchez J.M., Tomás R., Mallorquí J.J., 2011. A deep seated compound rotational rock slide and rock spread in SE Spain: Structural control and DInSAR monitoring. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.019.
- Dewitte O., Chung C.F., Cornet Y., Daoudi M., Demoulin A., 2010. Combining spatial data in landslide reactivation susceptibility mapping: A likelihood ratio-based approach in W Belgium. *Geomorphology* 122: 153–166.
- Dietrich E.W., Reiss R., Hsu M.L., Montgomery D.R., 1995. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Proc.*, 9: 383-400.
- Dipartimento della Protezione Civile, 1992. Rischio Idrogeologico, Ufficio stampa.
- Dramis F., 1984. Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde nell'area di Monte Gorzano (Monti della Laga, Appennino centrale). *Boletín de la Sociedad Geologica Italy* 106: 265–271.
- Dramis F., Gentili B., Pambianchi G., 1987. Deformazioni gravitative profonde nell'area di Monte Gorzano (Monti della Laga, Appennino Centrale). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 106: 265–271.
- Dramis F., Sorriso-Valvo M., 1994. Deep seated slope deformations, related landslide and tectonics. *Engineering Geology* 38: 231–243.
- Ducci M., Lazzaroni F., Marroni M., Pandolfi L., Taini A., 1997. Tectonic framework of the northern Ligurian Appennine, Italy, *C.R. Acad. Sci. Paris* 324: 317-324.

- El Bedoui S., Guglielmi Y., Lebourg T, Jean-Louis Pérez J., 2009. Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology* 105: 232–238.
- EM-DAT. 2010. The OFDA/CREED International Disaster Database. www.emdat.be.
- Elter P., 1975. L'ensemble Ligure. *Bull. Soc. Géol. France*. 17: 984-997.
- Elter F.M., Pandelli E., 1994. Caratteri petrografici e strutturali del basamento metamorfico nel sottosuolo dell'area geotermica di Travale-Radicondoli (Toscana Meridionale, Italia). *Studi Geologici Camerati*. Vol. spec. 1: 103-112.
- Elter F.M., Sandrelli F., 1995. La fase post-nappe nella Toscana Meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino Settentrionale. *Atti Tic. Sc. Della Terra* 37: 173-193.
- Fabbris L., 1997. *Statistica multivariata, analisi esplorativa dei dati*. McGraw-Hill. 437 pp.
- Falaschi F., Giacomelli F., Federici P. R., Puccinelli A., D'Amato Avanzi G., Pochini A., Ribolini A., 2009. Logistic regression versus artificial neural networks: landslide susceptibility evaluation in a sample area of the Serchio River valley, Italy. *Nat. Hazards* 50: 551–569.
- Falaschi F., Federici P.R., Puccinelli A., D'Amato Avanzi G., Pochini A., Spagnolo M., Bottai M., Salvati N., 2008. Statistical approach and Gis techniques in evaluating landslide susceptibility in a sample area of the Serchio River Basin (Italy). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1*: 119-136.
- Federici P.R., 1980. Note illustrative della neotettonica del foglio 95 La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84 Pontremoli. In “Contrib. Prelim. Realizz. Carta Neotett. D'It”. C.N.R. Prog. Fin. Geodin., pubbl. n. 356: 1365-1382.
- Federici P.R., Rau A., 1980. Note illustrative della neotettonica del Foglio 96 Massa. In “Contrib. Prelim. Realizz. Carta Neotett. d'It.” C.N.R.-P.F. Geodin. 356: 1365-1382.
- Federici P.R., Baldacci F., Petresi A., Serani A., 2001. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. I. Provincia della Spezia. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 101 pp.
- Federici P.R., Capitani M., Chelli A., Del Seppia N., Serani A., Collaboratori Falcini M., Rapetti F., Masetti G., 2003. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. II. Provincia di Genova. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 233 pp.
- Federici P.R., Capitani M., Serani A., Stano S., collaboratori Biagioni F., Rapetti F., 2005. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. III. Provincia di Savona. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 174 pp.
- Federici P.R., Chelli A., collaboratori Biagioni F., Rapetti F., 2007. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. IV. Provincia di Imperia. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 163 pp.
- Federici P.R., Puccinelli A., Cantarelli E., Casarosa N., D'amato Avanzi G., Falaschi F., Gianecchini R., Pochini A., Ribolini A., Bottai M., Salvati N., Testi C., 2005. Uso di tecniche Gis nella valutazione della pericolosità di frana nella valle del Serchio (LU). *Atti 9° Conferenza Nazionale ASITA*, 2: 1059-1064.
- Federici P.R., Puccinelli A., Cantarelli E., Casarosa N., D'amato Avanzi G., Falaschi F., Gianecchini R., Pochini A., Ribolini A., Bottai M., Salvati N., Testi C., 2007. Multidisciplinary investigations in evaluating landslide Hazard. An example in the Serchio River valley (Italy). *Quaternary International* 172: 52-63.
- Federici P.R., Puccinelli A., Bottai M., Capitani M., Casarosa N., D'amato Avanzi G., Falaschi F., Gianecchini R., Marchetti D., Rapetti F., Ribolini A., Salvati N., Testi C., in stampa: Note illustrative della carta della pericolosità geologica per instabilità dei versanti alla scala 1:50.000. Foglio 250, Castelnuovo di Garfagnana. ISPRA, Regione Toscana.

- Fernandez T., Irigaray C., El Hamdouni R., Chacon J., 2003. Methodology for landslide susceptibility mapping by means of a GIS application to the Contraviesia Area (Granada, Spain). *Nat. Hazards* 30(3): 297–308.
- Frattoni P., Crosta G., Carrara A., 2010. Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. *Engineering Geology* 111: 62–72.
- Galli M., Ardizzone F., Cardinali M., Guzzetti F., Reichenbach P., 2008. Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology* 94, 268–289.
- Ghosh S., Carranza E.J.M., van Westen C.J., Jetten V.G., Bhattacharya D.N., 2011. Selecting and weighting spatial predictors for empirical modeling of landslide susceptibility in the Darjeeling Himalayas (India). *Geomorphology* 131: 35–56.
- Giannini E., Tongiorgi M., 1959. Stratigrafia neogenica Toscana. I.- L'arenaria elveziana di Ponsano (Volterra). *Boll. Soc. Geol. It.* LXXVIII.
- Giudici P., 2005. Data Mining: metodi informatici, statistici e applicazioni. McGraw-Hill, Milano. 401 pp.
- Glade T., Anderson M., Crozier M.J., 2005. *Landslide Hazard and Risk*. John Wiley and Sons, Chichester.
- Godefroy P., Humbert M., 1983. La cartographie des risques naturels lie's aux mouvements de terrain et aux seismes. *Hydrogeologie — Geologie de l'Ingenieur* 2: 69–90.
- Guzzetti F., Carrara A., Cardinali M., Reichenbach P., 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31: 181–216.
- Guzzetti F., 2000. Landslides fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology*, 58: 89–107.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Cardinali M., Galli M., Ardizzone F., 2005. Landslide hazard assessment in the Staffora basin, northern Italian Apennines. *Geomorphology* 72: 272–299.
- Guzzetti F., 2006. Landslide Hazard and Risk Assessment. Ph.D. Thesis, Mathematisch Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich Wilhelms Universität University of Bonn, Germany, 389 p. Available at: <http://geomorphology.irpi.cnr.it/Members/fausto/PhD-dissertation>.
- Guzzetti F., Galli M., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., 2006a. Landslide hazard assessment in the Collazzone area, Umbria, central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 115–131.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M., 2006b. Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology* 81: 166–184.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M., 2009. Landslide Hazard Assessment, vulnerability estimation and risk evaluation: An example from the Collazzone Area (Central Umbria, Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 32: 183–192.
- Hansen A., 1984. Landslide hazard analysis. In: Brunsden, D., Prior, D.B. (Eds.), *Slope Instability*. Wiley & Sons, New York, pp. 523–602.
- Hansen A., Franks C.A.M., Kirk P.A., Brimicombe A.J., Tung F., 1995. Application of GIS to hazard assessment, with particular reference to landslides in Hong Kong. In: Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds) *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, pp. 135–175.
- Havenith H.B., Strom A., Caceres F., Pirard E. 2006a. Analysis of landslide susceptibility in the Suusamyir region, Tien Shan: statistical and geotechnical approach. *Landslides* 3(1): 39–50.
- Havenith H.B., Torgoev I., Meleshko A., Alioshin Y., Torgoev A., Danneels G., 2006b. Landslides in the Mailuu-Suu Valley, Kyrgyzstan—hazards and impacts. *Landslides* 3(2): 137–147.

- Hippolyte J.-C., Brocard G., Tardy M., Nicoud G., Bourlès D., Braucher R., Ménard G., Souffaché B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics* 418: 255–276.
- Hollingsworth R., Kovacs G.S., 1981. Soil slumps and debris flows: prediction and protection. *Bulletin American Association of Engineering Geologists* 18(1): 17–28.
- Hoogerduijn Strating E.H., 1991. The evolution of the Piemonte-Ligurian ocean, A structural study of the ophiolite complexes in Liguria (NW Italy). PhD Dissertation, Utrecht University. 127 pp.
- Hoogerduijn Strating E.H., 1994. Extensional faulting in an intraoceanic subduction complex—working hypothesis for the Paleogene of the Alps-Apennine system, *Tectonophysics* 238: 255–273.
- Howard P., 1958. Numerical sistem of terrace nomenclature. A critique. *Journ. Geol.* 67: 239 – 243.
- Humbert M., 1977. La cartographie ZERMOS. Modalité's d'e'tablissement des cartes des zones expose'es a` des risques lie's aux mouvements du sol et du sous-sol. *Bulletin Bureau Recherche Geologique et Mineraire* 3: 5–8.
- Härdle W., Simar L., 2007. *Applied Multivariate Statistical Analysis*. Springer, New York. 458 pp.
- Hosmer D.W., Lemeshow S., 1999. *Applied Survial Analysis*. John Wiley & Song, New York. 368 pp.
- Hutchinson J.N., 1988. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, 1: 3–35.
- Hutchinson J.N., 1995. Keynote paper: landslide hazard assessment. In: Bell _Ed, *Landslides*. Balkema, Rotterdam, pp. 1805–1841.
- Irigaray C., Fernández T., El Hamdouni R., Chacón J., 1999. Verification of landslide susceptibility mapping: a case study. *Technical report. Earth Surface Processes and Landforms* 24: 537–544.
- Irigaray C., Fernandez T., El Hamdouni R., Chacon J., 2007. Evaluation and validation of landslide-susceptibility maps obtained by a GIS matrix method: examples from the Betic Cordillera (southern Spain). *Nat. Hazards* 41(1): 61–79.
- Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), 2011. Ufficio stampa.
- Iverson R.M., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resource Research*. 36: 1897–1910.
- Jiménez-Perálvarez J.D., Irigaray C., El Hamdouni R., Chacón J., 2009. Building models for automatic landslides-susceptibility analysis, mapping and validation in ArcGIS. *Nat. Hazards* 50: 571–590.
- Jomard H., Lebourg T., Tric E., 2007. Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: La Clapière landslide (France). *Journal of Applied Geophysics* 62: 47–57.
- Julian M., Anthony E., 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology* 15: 275–289.
- Keefer D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of American Bulletin* 95: 406–421.
- Kellerer-Pirklbauer A., Proske H., Strasser V., 2010. Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology* 120: 65–76.
- Kellogg K.S., 2001. Tectonic controls on a large landslide complex: Williams Fork Mountains near Dillon, Colorado. *Geomorphology* 41: 355–368.
- Kendall M., Stuart A., 1979. *The Advanced Theory of Statistics: Inference and Relationship*. Griffin, London. 748 pp.

- Kienholz H., Hafner H., Schneider G., Tamrakar R., 1983. Mountain hazards mapping in Nepal's Middle Mountains. Maps of land use and geomorphic damages Kathmandu–Kakani area. *Mountain Research and Development* 33: 195–220.
- Kienholz H., Schneider G., Bichsel M., Grunder M., Mool P., 1984. Mapping of mountain hazards and slope stability. *Mountain Research and Development* 4: 247–266.
- Kinakin D., Stead D., 2005. Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sackung. *Geomorphology* 65: 85–100.
- Lazzarotto A., 1967. Geologia nella zona compresa fra l'alta valle del Fiume Cornia ed il Torrente Pavone (Provincia di Pisa e Grosseto). *Mem. Soc. Geol. It.* 6(2): 151–198.
- Lazzarotto A., Mazzanti R., 1965. Sulle caratteristiche di alcune strutture tettoniche frequenti nelle formazioni neautoctone delle Valli dei fiumi Cecina, Cornia e Milia. *Boll. Soc. Geol. It.* 84(5): 177–196.
- Lazzarotto A., Mazzanti R., 1978. Geologia dell'Alta Val di Cecina. *Boll. Soc. Geol. It.* 95: 1365–1487.
- Lebourg T., Binet S., Tric E., Jomard H., El Bedoui S., 2005. Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide. *Terra Nova* 17: 399–406.
- Lee S., Min K., 2001. Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea. *Environ. Geol.* 40: 1095–1113.
- Lee S., 2005. Application of logistic regression model and its validation for landslide susceptibility mapping using GIS and remote sensing data. *Int. J. Remote Sens.* 26 (7): 1477–1491.
- Liotta D., Salvatorini G.F., 1994. Evoluzione sedimentaria e tettonica della parte centro meridionale del Bacino Pliocenico di Radicofani. *Studi Geologici Camerati. Volume speciale 1*: 65–77.
- Lopez H.J., Zink J.A., 1991. GIS-assisted modelling of soil-induced mass movement hazards: a case study of the upper Coello river basin, Tolima, Colombia. *ITC J* 4: 202–220
- Luino F., 2005. Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy. *Geomorphology* 66: 13–39.
- Lulli L., Ronchetti G., 1973. Prime osservazioni sulle crepacciature dei suoli delle argille plioceniche marine della Val d'Era (Volterra, Pisa). *Annali dell'Istituto Sperimentale di Studio e Difesa del Suolo. Firenze*, 4: 143–149.
- Luzi L., Pergalani F., 1999. Slope instability in statistic and dynamic conditions for urban planning: the “Oltre Po Pavese” case history. *Nat. Hazards* 20: 57–82.
- Magliuolo P., Di Lisio A., Russo F., Zelano A., 2008. Geomorphology and landslide susceptibility assessment using GIS and bivariate statistics: a case study in southern Italy. *Nat. Hazards* 47: 411–435.
- Mannucci P., Rapetti F., Salvetti A., Spagnolo M., 2008. Variazioni nell'uso del suolo nel bacino idrografico del T. Roglio (Val d'Era, Toscana) nell'ultimo cinquantennio. *L'Italia Forestale e Montana. Anno LXIII – Fasc. N.2*: 161–182.
- Marroni M., Della Croce G., Meccheri M., 1988. Structural evolution of the Mt. Gottero Unit in the Mt. Zatta—Mt. Ghiffi sector (Ligurian-Emilian Apennines), *Ofioliti* 13: 29–42.
- Marroni M., Mazzanti R., Nencini C., 1990. Geologia e Morfologia delle Colline Pisane. *Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno, Supplemento 1*. 11: 1–59.
- Marroni M., 1991. Deformation history of the Mt. Gottero Unit (northern Apennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.* 110: 727–736.
- Marroni M., Pandolfi L., 1996. The deformation history of an accreted ophiolite sequence: the Internal Liguride units (Northern Apennines, Italy). *Geodinamica Acta* 9: 13–29.

- Marroni M., Meneghini F., Pandolfi L., 2004. From accretion to exhumation in a fossil accretionary wedge: a case history from Gottero unit (Northern Apennines, Italy). *Geodinamica Acta* 17: 41–53.
- Mazzanti R., 1961. Geologia della zona di Montaione tra le valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana). *Boll. Soc. Geol. It.* 73: 37-126.
- Mazzanti R., Nencini C., 1988. Le vicende geologiche e la morfologia del territorio. In: *La Val d'Elsa, Studio Economico e Territoriale*. A cura di Cecchella A., e Pinna M., Pisa. 23-52.
- Meijerink A.M.J., 1988. Data acquisition and data capture through terrain mapping unit. *ITC Journal* 1: 23–44.
- Mejía-Navarro M., Wohl E.E., Oaks S.D., 1994. Geological hazards, vulnerability and risk assessment using GIS: model for Glenwood Springs, Colorado. *Geomorphology* 10, 331–354.
- Melchiorre C., Castellanos Abella E.A., van Westen C.J., Matteucci M., 2011. Evaluation of prediction capability, robustness, and sensitivity in non-linear landslide susceptibility models, Guantanamo, Cuba. *Computers and Geosciences* 37 (4): 410-425.
- Meneghini F., Marroni M., Moore J.C., Pandolfi L., Rowe C.D., 2009. The processes of underthrusting and underplating in the geologic record: structural diversity between the Franciscan Complex (California), the Kodiak Complex (Alaska) and the Internal Ligurian Units (Italy). *Geological Journal*. 27 pp.
- Mitášová H., Hofierka J., 1993. Interpolation by regularized spline with tension: II Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Math. Geol.* 25(6): 657–669.
- Montgomery D.R., Wright R.H., Booth T., 1991. Debris flow hazard mitigation for colluvium-filled swales. *Bulletin Association of Engineering Geologists* 28(3): 303–323.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1994. A physically based model for the topographic control of shallow landsliding. *Water Resources Research* 30(4): 1153–1171.
- Morgan B.W., 1968. An introduction to Bayesian statistical decision process. Prentice-Hall, New York 116 pp.
- Neeley M.K., Rice R.M., 1990. Estimating risk of debris slides after timber harvest in northwestern California. *Bulletin American Association of Engineering Geologists* 27(3): 281–289.
- Nefeslioglu H.A., Duman T.Y., Durmaz S., 2008. Landslide susceptibility mapping for a part of tectonic Kelkit Valley (Eastern Black Sea region of Turkey). *Geomorphology* 94: 401–418.
- Neuhäuser B., Terhorst B., 2007. Landslide susceptibility assessment using “weights of evidence” applied to a study area at the Jurassic escarpment (SW-Germany). *Geomorphology* 86: 12-24.
- Nilsen T.H., Brabb E.E., 1977. Slope stability studies in the San Francisco Bay region, California. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology* 3: 235–243.
- Noti V., 1998. Una carta della stabilità potenziale dei versanti di un'area dell'appennino realizzata mediante l'analisi condizionale e l'utilizzo di un sistema geografico informatico. *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. Serie A* 104: 149-163.
- NRC, 2004. Partnerships for Reducing Landslide Risk: Assessment of the National Landslide Hazards Mitigation Strategy. Committee on the Review of the National Landslide Hazards Mitigation Strategy, National Research Council. 0-309-09140-3, 144 p. <http://www.nap.edu/catalog/10946.html>.
- Olivero R., 1963. Osservazioni sul giacimento di pirite del Riotorto (Massa Marittima). *Boll. Soc. Geol. It.* 82(1): 121-241.
- Ohlmacher G-C., 2007. Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Eng. Geol.* 91(2): 117–134.

- Pandeli E., Puxeddu M., Franceschelli M., Minissale A., 1988. Lower tertiary age of metasediments in the Lardarello geothermal region (Northern Apennines Italy). *Boll. Soc. Geol. It.* 107(2): 437-444.
- Panizza M., 2001. Problemi attuali di rischio e impatti ambientali in alta montagna. *Mem. Soc. Geogr. It.* 66: 53-68.
- Pasuto A., Soldati M., 1996. Landslide hazard. In: Panizza, M. (Eds.), *Environmental Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 64–88.
- Pánek T., Hradecký J., Minár J., Hungr O., Dušek R., 2009. Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czech Republic. *Geomorphology* 103: 414–429.
- Pánek T., Tábořík P., Klimeš J., Komárková V., Hradecký J., Šťastný M., 2011. Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kin..., *Geomorphology* doi:10.1016/j.geomorph.2011.01.016
- Parise M., Sorriso-Valvo M., Tansi C., 1997. Mass movements related to tectonics in the Aspromonte Massif (southern Italy). *Eng. Geol.* 47: 89–106.
- Perna G., Sauro U., 1978. Atlante delle micro-forme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto. *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali*, 176 pp
- Puccinelli A., 1987. Un esempio di tettonica recente nella valle del Serchio: il sollevamento di Monte Perpoli. *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A.* 94: 105-117.
- Pugh E.M., Winslow G.H., 1966. *The analysis of physical measurements*. Addison-Wesley, London. 246 pp.
- Ramsay J.G., Huber M.I., 1987. *The techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press, New York. 700 pp.
- Rapetti F., Salvetti A., Spagnolo M., 2006. Lineamenti Geomorfologici del bacino del T. Roglio (Val d'Era, Toscana). *Atti del Convegno conclusivo (PRIN/CONFIN 2002): Erosione idrica in ambiente mediterraneo, valutazione diretta ed indiretta in aree sperimentali e bacini idrografici*, a cura di G. Rodolfi. Firenze, 17 Dicembre 2004: 105-124.
- Reading H., 1996. *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Third edition 688 pp.
- Regmi N.R., Giardino J.R., Vitek J.D., 2010. Modeling susceptibility to landslides using the weight of evidence approach: Western Colorado, USA. *Geomorphology* 115: 172–187.
- Rodolfi G., Frascati F., 1979. Cartografia di base per la programmazione degli interventi in aree marginali; area rappresentativa dell'Alta Val d'Era. *Memorie illustrative della carta geomorfologica*. *Annali dell'Istituto Sperimentale di Studio e Difesa del Suolo*. Firenze, 10: 37-80.
- Rodríguez G.M.J., Malpica J.A., Benito B., Díaz M., 2008. Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression. *Geomorphology* 95: 172–191.
- Rossi M., Guzzetti F., Reichenbach P., Mondini A.C., Peruccacci S., 2010. Optimal landslide susceptibility zonation based on multiple forecasts. *Geomorphology* 114: 129–142.
- Scheiddeger A. E., 1964. Lithological variations in the slope development theory. *Bull. Soc. Geol. of America* 72: 37-50.
- Schumm S.A., 1993. River Response to Base level Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology* (University of Chicago) 101: 279 – 294.
- Schuster R., 1996. Socioeconomic significance of landslides. In: Turner A.K., Schuster R.L., (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*, Special Report, Vol. 247. National Academic Press. Washington DC, pp. 12-36.

- Seeley M.W., West D.O., 1990. Approach to geologic hazard zoning for regional planning, Inyo National Forest, California and Nevada. *Bulletin American Association of Engineering Geologists* 27(1): 23–35.
- Soeters R., van Westen C.J., 1996. Slope instability recognition, analysis, and zonation. In: Turner AK, Schuster R L, (Eds.) *Landslides investigation and mitigation*, Special Report 247, Transportation Research Board, National Research Council, Washington, pp 129–177.
- Sorriso-Valvo M., 1988. Studi sulle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia. *Mem. Soc. Geol. It.* 41: 877–888.
- Sorriso-Valvo M., Gullà G., Antronico L., Tansi C., Amelio M., 1999. Mass-movement, geologic structure and morphologic evolution of the Pizzotto–Greci slope Calabria, Italy. *Geomorphology* 30: 147–163.
- Stead D., Eberhardt E., Coggan J.S., 2006. Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. *Engineering Geology* 83: 217–235.
- Sterlacchini S., Ballabio C., Blahut J., Masetti M., Sorichetta A., 2011. Spatial agreement of predicted patterns in landslide susceptibility maps. *Geomorphology* 125: 51–61.
- Strahler A.N., 1952. Quantitative geomorphology of erosional landscape. C.R. 19th Intern. Geol. Cong. Algiers. Sect 13, part 3, 341–354.
- Süzen M.L., Doyuran V., 2004a. Data-driven bivariate landslide susceptibility assessment using geographical information systems: a method and application to Asarsuyu catchment, Turkey. *Engineering Geology* 71(3): 303–321.
- Süzen M.L., Doyuran V., 2004b. A comparison of the GIS-based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environ. Geol.* 45(5): 665–679.
- Taylor J., 1993. Introduzione all'analisi degli errori. Zanichelli, Bologna. 225 pp.
- Thiery Y., Malet J.P., Sterlacchini S., Puissant A., Maquaire O., 2007. Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: application to a complex mountainous environment. *Geomorphology* 92: 38–59.
- Tibaldi A., Rovida A., Corazzato C., 2004. A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques. *Geomorphology* 58: 27–47.
- Tolga C., Nefeslioglu H.A., Gokceoglu C., Sonmez H., Duman T.Y., 2005. Susceptibility assessments of shallow earthflows triggered by heavy rainfall at three catchments by logistic regression analyses. *Geomorphology* 72: 250–271.
- Tongiorgi M., 1957. Evoluzione della rete idrografica degli antichi bacini della Bruna e della Pecora nei dintorni di Massa Marittima. *Boll. Soc. Geol. It.* 76: 171–183.
- Trevisan L., 1952. Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pleistocene della Val di Cecina e sui nuovi movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma. *Boll. Soc. Geol. It.*, 70: 65–78.
- Vanacker V., Vanderschraeghe M., Govers G., Willems E., Poesen J., Deckers J., De Bievre B., 2003. Linking hydrological, infinite slope stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andes watersheds. *Geomorphology* 52: 299–315.
- Vandine, D.F., Moore, G., Wise, M., Vanbuskirk, C., Gerath, R., 2004. Chapter 3 — technical terms and methods. In: Wise, M., Moore, G., Vandine, D. (Eds.), *Landslide Risk Case Studies in Forest Development Planning and Operations*: B.C., Ministry of Forests, Forest Science Program, Abstract of Land Management Handbook, vol. 56, pp. 13–26.

- Van Den Eeckhaut M., Vanwalleghem T., Poesen J., Govers G., Verstraeten G., Vandekerckhove L., 2006. Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: A case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). *Geomorphology* 76: 392–410.
- Van Den Eeckhaut M., Reichenbach P., Guzzetti F., Rossi M., Poesen J., 2009. Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9: 507–521.
- Van Den Eeckhaut M., Marre A., Poesen J., 2010. Comparison of two landslide susceptibility assessments in the Champagne–Ardenne region (France). *Geomorphology* 115: 141–155.
- Van Westen C.J., 1994. GIS in landslide hazard zonation: a review with examples from the Colombian Andes. In: Price, M.F., Heywood, D.I. (Eds.), *Mountain Environments & Geographical Information Systems*. In Taylor and Francis, London, pp. 135–165.
- van Westen C.J., Rengers N., Terlien M.T.J., Soeters R., 1997. Prediction of the occurrence of slope instability phenomenon through GIS-based hazard zonation. *Geologische Rundschau* 86: 404–414.
- van Westen C.J., van Asch T.W.J., Soeters R., 2006. Landslide hazard and risk zonation—why is it still difficult? *Bull Eng Geol Environ* 65: 167–184.
- van Westen C.J., Castellanos E., Kuriakose S.L., 2008. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: an overview. *Engineering Geology* 102: 112–131.
- van Zupthen A.C.A., van Wamel W.A., Bons A.J., 1985. The structure of the Val Lavagna Nappe in the region of the Monte Ramaceto and Val Graveglia (Ligurian Apennines, Italy). *Geologie en Mijnbouw* 64: 373–384.
- Varnes D.J. and IAEG Commission on Landslides and Other Mass-Movements, 1984. *Landslide Hazard Zonation: a Review of Principles and Practice*. The UNESCO Press, Paris. 63 pp.
- Vijith H., Madhu G., 2008. Estimating potential landslide sites of an upland sub-watershed in Western Ghats of Kerala (India) through frequency ratio and GIS. *Environ. Geol.* 55(7): 1397–1405.
- Vittorini S., 1979. Ruscamento, deflusso ipodermico ed erosione nelle argille plastiche. *Rivista Geografica Italiana* 86: 338–347.
- Von Ruette J., Papritz A., Lehamann P., Rickli C., Or D., 2011. Spatial statistical modeling of shallow landslides – Validating predictions for different landslide inventories and rainfall events. *Geomorphology* 133: 11–22.
- Williams P.W., Ford D.C., 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman London, 601 pp.
- Yalcin A., Bulut F., 2007. Landslide susceptibility mapping using GIS and digital photogrammetric techniques: a case study from Ardesen (NE-Turkey). *Nat. Hazards* 41: 201–226.
- Yalcin A., 2008. GIS-based landslide susceptibility mapping using analytical hierarchy process and bivariate statistics in Ardesen (Turkey): comparisons of results and confirmations. *Catena* 72: 1–12.
- Yalcin A., Reis S., Aydinoglu A.C., Yomralioglu T., 2011. A GIS-based comparative study of frequency ratio, analytical hierarchy process, bivariate statistic and logistic regression methods for landslide susceptibility mapping in Trabzon, NE Turkey. *Catena* 85: 274–287.
- Yilmaz I., 2009. Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural network and their comparison: A case study from Kat landslides (Tokat-Turkey). *Computers & Geosciences* 35: 1125–1138.
- Yesilnacar E., Topal T., 2005. Landslide susceptibility mapping: a comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey). *Engineering Geology* 79: 251–266.

- Zêzere J.L., Ferreira AB, Rodrigues ML 1999. The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology* 30: 133–146.
- Zêzere J.L., 2002. Landslide susceptibility assessment considering landslide typology, a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2: 73–82.
- Zêzere J.L., Trigo R.M., Trigo I.F., 2005. Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation Source. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5(3): 331–344.
- Zimmerman M., Bichsel M., Kienholz H., 1986. Mountain hazards mapping in the Khumbu Himal, Nepal, with prototype map, scale 1:50,000. *Mountain Research and Development* 61: 29–40.
- Zischinsky U., 1966. On the deformation of high slopes. *Proceedings, 1st Congress of the International Society of Rock Mechanics* 2, pp. 179–185.
- Zischinsky U., 1969. *Über Sackungen*. *Rock Mechanics* 1: 30–52.
- Zhou C.H., Lee C.F., Li J., Xu Z.W., 2002. On the spatial relationship between landslides and causative factors on Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* 43: 197–207.